

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
И ИНДИКАТОРЫ
ОРУДЕНЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И ИНДИКАТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы
чл.-кор. АН СССР Н. П. ЮШКИН, проф. Ю. Б. МАРИН



ЛЕНИНГРАД
„НАУКА”
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990



5205

В сборнике рассматриваются общее состояние и перспективы развития минералогических методов прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Особое внимание уделяется минералогическому картированию как основному методу установления пространственных закономерностей минералообразования и минералораспределения и минералогическим индикаторам оруденения как главному инструменту. Обсуждаются особенности применения минералогических поисково-оценочных методов в различных геологических условиях.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, минералогов, специалистов по геологии и разведке минерального сырья.

Р е ц е н з е н т ы:

Я.Э. ЮДОВИЧ, А.Ф. КУНЦ

М 1804020200-622 319-89, кн. 2
042(02)-90

© Всесоюзное минералогическое общество,
1990

ISBN 5-02-024489-9

Последнее десятилетие в истории минералогической науки отмечено мощным развитием прикладной минералогии, сформировавшейся в самостоятельное научное направление, смыкающее минералогическую теорию с геологоразведочной практикой. Корни прикладной минералогии уходят в средневековье, во времена Г. Агриколы, а ее научные основы были заложены Н.М. Федоровским в 20–30-х годах текущего столетия.

Сейчас в ряде стран, где прикладная минералогия проходит через бурные этапы своего развития, она часто декларируется как новое направление. Это неверно и несправедливо. В основополагающих монографиях Н.М. Федоровского „Опыт прикладной минералогии” (М.: ОНТИ, 1924. 178 с.) и „Борьба за недра Института прикладной минералогии” (М.: ОНТИ, 1931. 144 с.) были определены основные задачи, структура и методы прикладной минералогии.

В СССР большой вклад в развитие прикладной минералогии внесли А.Г. Бетехтин, В.С. Соболев, А.И. Гинзбург, Е.К. Лазаренко, В.И. Ревнивцев, Г.Н. Вертушков, Д.П. Григорьев, Б.В. Бродин, Н.З. Евзикова, А.Г. Жабин, В.А. Калужный, Д.В. Рундквист, О.П. Иванов, Б.И. Пирогов, В.А. Попов, С.А. Руденко, В.Г. Фекличев, Н.Ф. Челищев, Н.В. Соболев, Г.А. Юргенсон и многие другие.

В системе прикладной минералогии особенно большую роль играют минералогические методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Минералогические методы становятся сейчас эффективным инструментом поисково-разведочной практики, широко используются на всех стадиях геологоразведочных работ. Минералогами разработано много новых поисковых методов, десятки из них выполнены на уровне изобретений, защищены авторскими свидетельствами. Минералогические методы, как правило, реализуются на базе минералогического картирования, которое развивается как в специализированных, целевых направлениях, так и в системе общего геолого-съёмочного комплекса.

Проблемы поисковой минералогии и минералогического картирования занимали одно из важнейших мест в повестке дня VII съезда Всесоюзного минералогического общества, проходившего в январе 1987 г. под девизом „Минералогия — народному хозяйству”. В предлагаемом сборнике публикуются статьи по этой тематике, в которых дается анализ современного состояния поисковой минералогии и минералогического картирования, разрабатываются научные основы минералогических поисков, определяются перспективные направления развития.

Для активизации и координации исследований и методических разработок в области минералогических методов поисков минерального сырья решением VII съезда ВМО создана Комиссия по поисковой минералогии и минералогическому картированию (председатель чл.-кор. АН СССР Н.П. Юшкин, ученый секретарь канд. геол.-минер. наук Д.Н. Литовско), работа которой будет строиться по проблемно-региональному принципу. Исследования по поисковой минералогии развиваются также в рамках программ Академии наук СССР, Мингео СССР и других ведомств.

Материалы предлагаемого сборника, мы надеемся, будут способствовать расширению сферы применения минералогических поисково-оценочных методов и повышению их эффективности.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ
И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНАЯ ПРАКТИКА

Семидесятые–восемидесятые годы в советской минералогии ознаменовались мощным прогрессом в развитии полевых методов минералогических исследований, в первую очередь методов минералогического картирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Если в середине семидесятых годов ведущие минералоги выражали серьезную озабоченность, что минералогия не оказывает эффективного влияния на практическую геологию, так как не выработала научной поисковой методологии и не вооружила практику ни одним поисковым методом кроме древнего шлихового, то сейчас дело коренным образом изменилось. Во всех рудоносных районах ведутся разномасштабные топогеологические исследования на основе минералогического картирования, на специальных совещаниях демонстрируются многие десятки минералогических карт различного содержания и назначения, разработаны новые методы поисков и оценки минеральных месторождений. Это нашло яркое выражение и в программе VII съезда ВМО, включающей целый раздел об индикаторах оруденения и минералогическом картировании [15].

Исключительно важную роль в развитии полевой и поисковой минералогии сыграл и V съезд ВМО, призвавший минералогов сконцентрировать усилия для эффективного сближения минералогической теории с геологической практикой [22], а также юбилейная, по случаю 160-летия годичная сессия ВМО в декабре 1977 г. Как реализация решений съезда в различных городах Советского Союза было проведено большое число совещаний, школ по различным аспектам полевой и поисковой минералогии (Сыктывкар, Алма-Ата, Ростов-на-Дону, Кривой Рог и др.), Всесоюзный семинар по минералогическому картированию (Миасс, 1983 г.), Первое всесоюзное совещание по поисковой минералогии (Москва, 1986 г.) и другие мероприятия, благодаря которым новейшие методические идеи широко обсуждались и быстро внедрялись в практику.

Наверное, нет другого минералогического направления, которое бы обеспечило такой высокий экономический эффект от повышения эффективности геологических работ и от новых открытий полезных ископаемых в две последние пятилетки, как минералогическое картирование и минералогические поиски.

Крупный вклад в развитие минералогического картирования и минералогических поисков в СССР вносят или внесли А.А. Бабаджанов, О.Б. Бейсеев, В.Г. Боголепов, А.К. Болдырев, Б.В. Бродин, Г.Н. Вертушков, А.И. Гинзбург, Б.С. Горобец, Я.Д. Готман, И.Ф. Григорьев, Н.З. Евзикова, Э.Ф. Емлин, Н.П. Ермаков, А.Г. Жабин, В.И. Зубов, О.П. Иванов, В.Ф. Кан, В.И. Красников, С.К. Кузнецов, В.И. Кузьмин, Д.Н. Литошко, А.Б. Макеев, В.В. Матиас, Б.М. Моисеев, Н.В. Петровская, Б.И. Пирогов, Е.В. Плюшев, В.А. Попов, В.И. Попова, В.П. Рогова, Б.М. Роненсон, В.И. Силаев, О.А. Сустанов, С.Г. Сустанов, С.Д. Туровский, В.Г. Фекличев, А.Г. Фельдман, А.Е. Ферсман, Б.В. Чесноков, В.Ю. Эшкин, Г.А. Юргенсон и многие другие.

Стремительный прогресс прогнозно-поисково-оценочной, да и в значительной степени технологической минералогии в такой короткий срок объясняется прежде всего тем, что в этот же период происходит существенная геологизация минералогических исследований, столь же стремительно развиваются топоминералогия и минералогическое картирование. Минералогическое картирование обеспечивает получение именно той информации, на основе которой строится вся методология поисковой минералогии, т.е. информацией о минеральном веществе в координатах геологического пространства и геологического времени [3, 4, 12, 13, 14, 17, 29, 31]. Рассмотрим поэтому вначале общую ситуацию в минералогическом картировании.

Целью минералогического картирования является установление пространственной минералогической структуры картируемых участков земной коры, т.е. общей картины пространственного распределения минералов и минеральных ассоциаций, изменения их свойств, выявление различного рода минералогических аномалий, определение пространственных закономерностей минералообразования и минералораспределения.

Процедура минералогического картирования сводится к систематическому пространственно-минералогическому изучению картируемой площади на основе выбранных элементов картирования с детальностью, соответствующей масштабу картирования. В результате картирования составляется минералогическая карта или серия карт, на которых отражаются определенные детали минералогической структуры. Карты представляют собой пространственно-временные минералогические модели изучаемых объектов.

Выбор элементов картирования — очень ответственная и сложная задача. Он осуществляется на основе анализа типоморфизма минералов и определяется принципами: а) максимальной информативности; б) геолого-минералогической целесообразности; в) экономической эффективности и технической выполнимости. В разных условиях в качестве элементов минералогического картирования используются минеральные ассоциации и парагенезисы минералов, типоморфные минералы, особенности их состава, физические свойства и т.п. В общем случае выбираются наиболее изменчивые, а следовательно, и наиболее информативные признаки, изменчивость которых определяется генетической природой изучаемого объекта или явления [31].

Наряду с инструментальным измерением типоморфных характеристик минералов при минералогическом картировании необходимо обязательно фиксировать и их визуальные особенности, такие как изменение формы, окраски, внутреннего строения минералов, особенности агрегации минералов и т.п., на основе которых составляются полевые минералогические карты. Многие важные закономерности пространственной структуры рудоносных регионов устанавливаются по таким полевым картам. Например, картируя изменение окраски сфалерита на Пай-Хое, мы пришли практически к тем же результатам, что и изучая его химический состав.

Элементы картирования и минералогические аномалии подразделяются, по удачному предложению Б.В. Чеснокова [29], на концентрационные и конституционные. Концентрационные показатели отражают количественные данные о содержании, массе минералов, их изменение в пределах картируемой площади, конституционные — характеризуют определенные стороны состава и структуры минералов, их свойства. Опыт показывает, что пространственные минералогические закономерности, структура минералообразующих систем лучше вырисовывается по конституционным показателям, а концентрация минералов является следствием минерало-контролирующих факторов, т.е. определяется наличием пространства для накопления минерала (наличие „ловушек“, благоприятных для минералообразования структур, для замещения рудными парагенезисами пород и т.п.).

За последние десять лет различными геологическими организациями Советского Союза, в основном научно-исследовательскими, проведен очень большой объем различных видов минералогического картирования в самых разнообразных

геологических обстановках. В частности, коллективом минералогов Института геологии Коми филиала АН СССР на основе анализа топоминералогических закономерностей и разрабатываемых здесь новых методик проводилось опытное минералогическое картирование в различных рудоносных районах Урала и Тимана на объектах разнообразной генетической природы. Работы осуществлялись, как правило, по заказам производственных организаций и на их средства, что уже определяло их практическую направленность. В результате для решения геологических и прогнозно-поисковых задач получена новая информация о кристаллическом состоянии минерального вещества в геологическом пространстве, которую принципиально невозможно получить никакими другими методами.

Большие работы по минералогическому картированию проведены ВИМСом и региональными сырьевыми институтами, Свердловским горным институтом, Ильменским заповедником и другими. Сейчас охвачены детальным минералогическим картированием многие рудоносные районы Урала, Средней Азии, Северо-Востока, Кольского полуострова, Украины.

В результате проведенных работ накоплен большой методический опыт минералогического картирования, нуждающийся в обобщении, выражении в форме инструктивных материалов и методических руководств. Это сейчас одна из основных задач, от решения которой зависит дальнейшее развитие и самое главное широкое применение метода.

Покажем на ряде примеров некоторые аспекты информативности различных показателей разных типоморфных особенностей минералов, использованных в минералогическом картировании.

Картирование распространения отдельных типоморфных минералов и ассоциаций минералов помогает определить площадное развитие и границы палеогидротермальных систем, выходы которых полностью перекрыты продуктами выветривания. Путем площадного минералогического опробования карбонатного элювия на Новой Земле, например, удастся проследить развитие линейных зон гидротермально-метасоматической переработки карбонатных пород и определить положение в них участков с полиметаллической минерализацией [30].

Подавляющее большинство гидротермальных рудных полей, как свидетельствуют результаты минералогического картирования, имеет эллипсовидно-концентрическую в плане и конусовидную в пространстве минералогическую структуру. Стал уже классическим пример минералогической структуры Березовского района на Урале, выявленной Б.В. Чесноковым [29] путем анализа пространственной изменчивости параметра элементарной ячейки блеклых руд, связанной прямой функциональной зависимостью с их составом. Картирование этого структурного показателя и тренд-анализ свидетельствуют о единой рудоконтролирующей системе, которая объединяет Березовское и Благодатное рудные поля и связана с гранитоидной дайковой серией, препарирующей систему региональных тектонических нарушений. Рудоконтролирующая система распространяется на глубину до кровли Шараташского гранитного массива.

Эллипсовидно-зональная структура ряда редкометалльных рудных полей на Полярном Урале была выявлена минералогическим картированием, проведенным Д.Н. Литшко и В.И. Силаевым [7]. На основе синтеза поминеральных карт устанавливается последовательная смена зон от центра к периферии: молибдоселит-молибденит-пирротин-халькопирит-барит+кимрит (рис. 1).

Другим широко распространенным типом структур палеогидротермальных систем являются системы сильно анизотропные, почти линейные. Примером ее является минералогическая структура Амдерминского флюоритоносного района. На основе комплексного минералогического картирования типоморфных особенностей всех минералов флюоритовой ассоциации раскрывается минералогическая зональность района, формирование которого связано с палеогидротермальной системой трещинно-разломного типа и процессами метасоматоза по карбонатным породам в приразломной зоне. Исследование показало различную степень эродированности

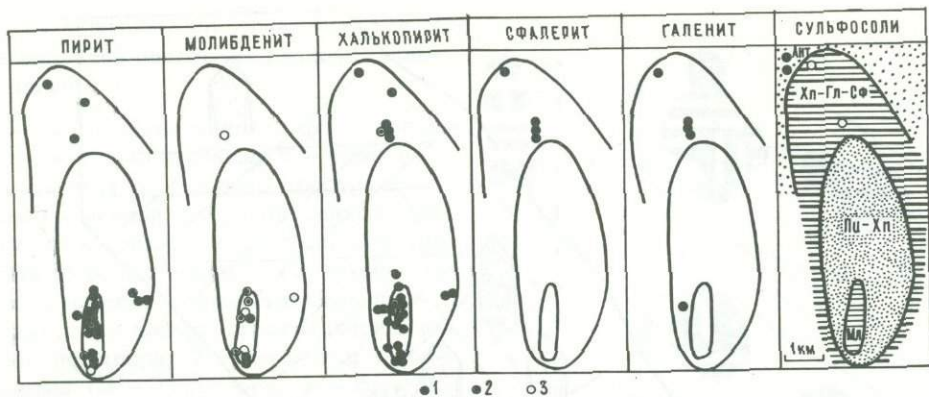


Рис. 1. Поминеральные карты и схема минералогической зональности района одного из редкометалльных месторождений на Полярном Урале, по данным Д.Н. Литовско.

Содержание минералов в рудопроявлениях: 1 – более 10%; 2 – от 1 до 10%, 3 – менее 10%.

флюоритоносных узлов в этой системе и позволило выделить участки, перспективные на глубинное оруденение.

Минералогическое картирование позволяет разобраться и в структуре палеогидротерм метаморфогенной природы. Так, картированием кристалломорфологических особенностей хорошо выявляется минералогическая структура уральских хрусталеносных полей, формирование которых связано с эволюцией гидротермальной системы альпийского типа. Ведущими элементами картирования, как показали работы С.К. Кузнецова, П.П. Юхтанова и др., могут быть коэффициент псевдогексагональности, отражающий соотношение площадей двух тупых ромбоэдров, особенности анатомии кристаллов, другие морфометрические показатели. Выявляющаяся зональность строго не подчиняется петрографическому составу «рамы», зависит от $P\text{ТХ}$ -условий минералообразования, от степени метаморфизма и коррелирует с качеством кристаллов кварца (рис. 2).

Подобным же образом устанавливается температурная зональность гидротермальных палеосистем и с другими типами рудной специализации, например, выявленная Б. Зидаровой зональность Михалковского флюоритоносного региона в Болгарии по соотношению простых форм (в основном октаэдра и куба) на кристаллах флюорита.

Для решения проблем, связанных с закономерностями распределения рудной минерализации и прогнозно-поисковых проблем, наиболее пригодны в качестве элементов минералогического картирования сами рудные минералы и минералы, конституционно родственные рудным. Кроме того, с помощью корреляционного анализа выбираются признаки, имеющие прямую или косвенную связь с рудоносностью.

Например, при крупномасштабном минералогическом картировании Харбейского вольфрам-медно-молибденового месторождения [7] учитывалось 38 различных геолого-минералогических признаков, многие из которых имели количественный характер. Анализ данных о взаимосвязи между этими признаками проводился с помощью ЭВМ. Каждый из показателей вскрывал определенные черты минеральной структуры месторождения, но связь с оруденением, как оказалось, имели лишь некоторые, генетически связанные с комплексом «вторичных» пород месторождения. Поэтому основное внимание при картировании было обращено именно на рудные минералы и ассоциирующие с ними минералы измененных пород.

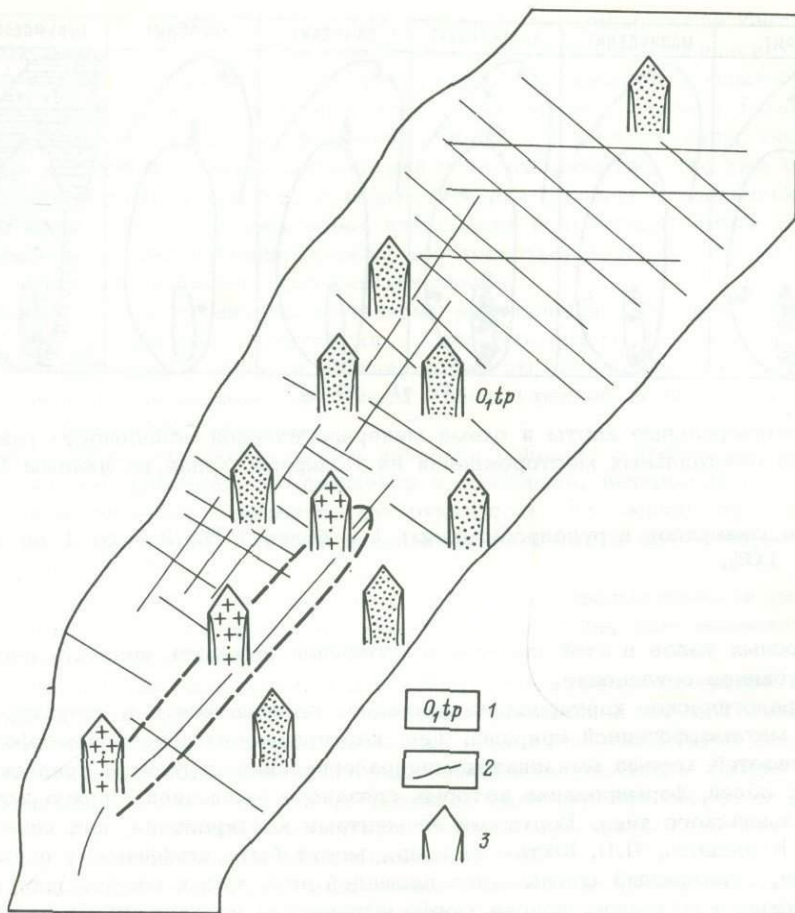


Рис. 2. Минералогическая зональность хрусталеносного поля.

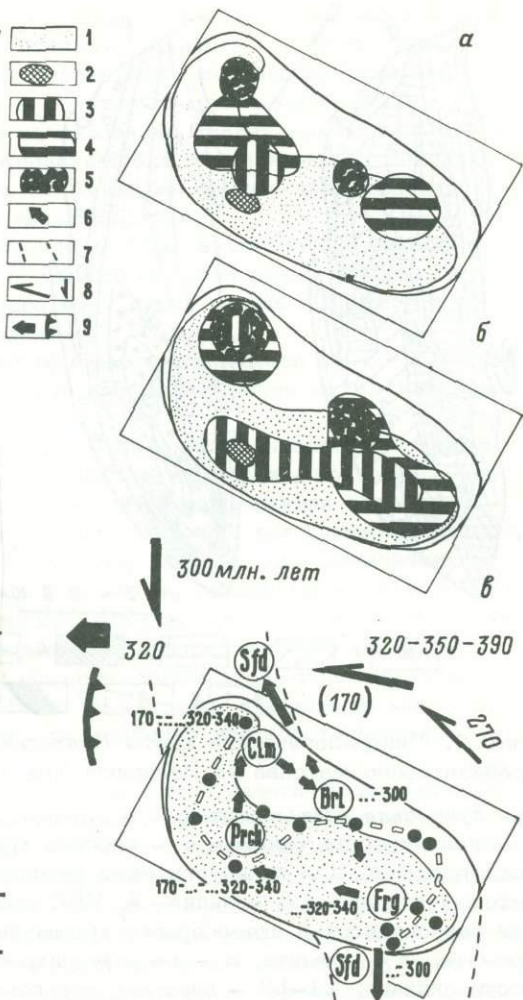
1 - кварцито-песчаники (тельпосская свита); 2 - дизъюнктивные нарушения; 3 - зарисовки пластин кристаллов кварца (срез $\parallel L_3$, гамма-облучение); точками обозначена дымчатая, крестиками - цитриновая окраска.

Интересные данные о развитии редкометалльной минерализации во времени и пространстве получены А.В. Калиновским по данным раздельного картирования элементарных составляющих топоминералогических полей рудного района с редкометалльной минерализацией и анализа суперпозиции этих полей. Рудоносная зона метасоматитов приурочена к тектоническому блоку S-образной формы. Слайн-аппроксимацией полей проанализирована зональность и динамика развития минерализации в онтогенетическом ряду фергусонит \rightarrow пироклор \rightarrow колумбит (рис. 3). По этим данным можно прогнозировать локализацию наиболее продуктивных участков.

В качестве примера минералогического картирования магматических образований можно привести выполненные в Институте геологии Коми научного центра АН СССР А.Б. Макеевым и др. топоминералогические исследования ультрабазитовых массивов на площади примерно 3000 км² с систематическим их опробованием, отвечающим среднему масштабу минералогического картирования. Главными картируемыми элементами являлись: дунитовая составляющая (т.е. отношение объема дунитовых пород ко всем остальным перидотитам), определяемая визуально прямо в поле, состав акцессорного хромшпинелида, определяемого с помощью ИК-спе-

Рис. 3. Совмещенная зональность и модель развития одного из редкометалльных полей.

а-б - совмещение элементарных аномалий (а - ассоциативные, б - концентрационные); в - модель пространственно-временной миграции центров интенсивного минералообразования в сопоставлении с геохронологической моделью эволюции горизонтальных дислокаций. 1 - контур продуктивной аномалии пирохлора; 2 - ее центр; 3-5 - аномалии (3 - пирохлора, 4 - фергусонита, 5 - колумбита); 6 - направление миграции центра интенсивного минералообразования; 7 - контур региональной сульфидной топоминералогической системы; 8 - левые субширотные сдвиги и субмеридианальные сдвиги-надвиги; 9 - широтные надвиги.



ктроскопии, и железистость оливина, определяемая с помощью показателя преломления. Применение тренд-анализа позволило построить карты изменчивости этих показателей в плане изучаемых массивов и участков детализации (рис. 4). Выведены и опробованы новые минералогические критерии прогнозной оценки и качества хромитовых руд, основанные на соответствии состава акцессорного и рудного хромшпинелида,

а также минералогические поисковые признаки хромитовых тел, базирующиеся на данных ИК-спектроскопии акцессорного хромшпинелида и показателе преломления породообразующего оливина (железистость оливина снижается при приближении к хромитовым телам). Эти признаки и критерии позволяют ответить на вопросы: где искать хромиты и какого качества руду следует ожидать? Выявлена геолого-минералогическая концентрическая зональность, предложена новая минералогическая модель формирования, преобразования и строения альпийских ультрабазитовых массивов, в которой главным действующим фактором наряду с другими утверждается региональный метасоматоз. На ее основе определены перспективные площади на каждом массиве и оценена их хромитоносность, построены прогнозные карты хромитоносности поверхностной части каждого массива до глубины 500 м [8].

В дальнейшем развитии минералогического картирования можно выделить две проблемы:

- а) разработка методики комплексного минералогического картирования с целью введения его как отдельного компонента в общий геологосъемочный комплекс;
- б) разработка специальных методов минералогического картирования для решения геологических и прогнозно-поисковых оценочных задач.

Конечно, первая проблема наиболее сложная, решение ее требует проведения очень больших методических и опытных работ. Для того чтобы минералогическое картирование стало универсальным и его можно было бы ввести в процесс геоло-

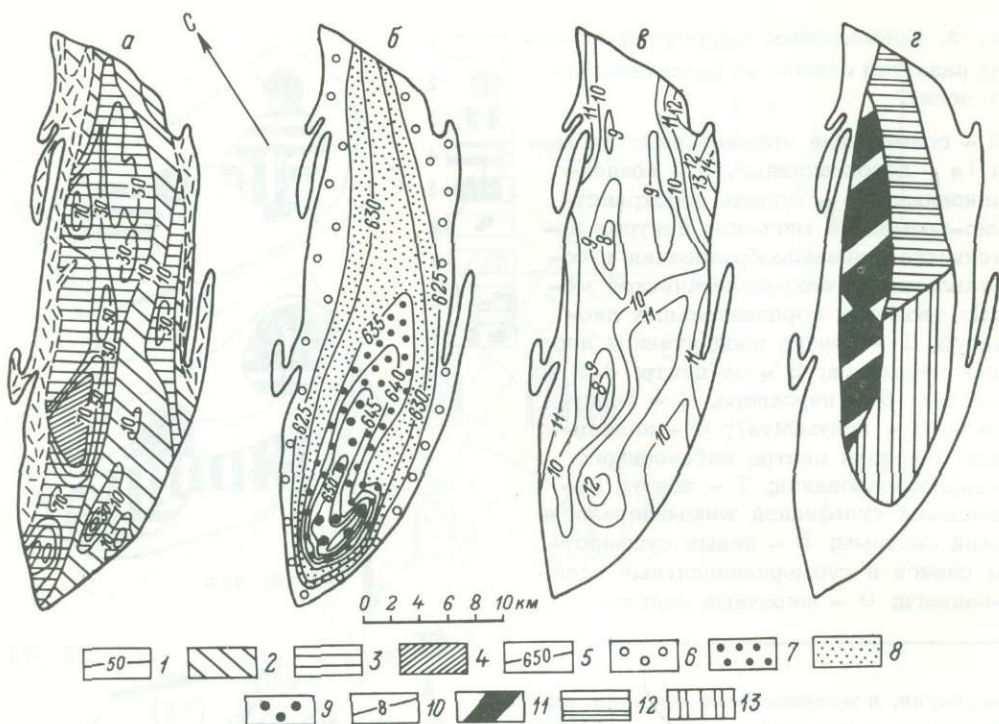


Рис. 4. Минералогические карты Лаптоайского блока Войкаро-Сыньинского ультрабазитового массива на Полярном Урале, по данным А.Б. Макеева.

а - дунитовая составляющая; б - параметр V_1 ИКС акцессорного хромшпинелида; в - железистость оливина; г - прогноз хромитности. 1 - изолинии дунитовой составляющей, 2 - гарцбургитовый комплекс, 3 - дунит-гарцбургитовый, 4 - дунитовый комплекс; 5 - линия V_1 ИКС хромшпинелида; 6-9 - поля распространения разновидностей акцессорного хромшпинелида (6 - хромпикотита, 7 - алмохромита, 8 - хромита, 9 - ферроферрихромшпинелида); 10 - изолинии железистости оливина; 11-13 - площади, перспективные на поиски качественных хромитовых руд (11 - весьма перспективные, 12 - перспективные, 13 - малоперспективные).

гической съемки надо найти те „универсальные элементы“, которые „работали“ бы в любых условиях. Такими элементами являются сам минеральный состав и минеральные ассоциации, но они и так уже отражаются на геологических картах, будучи опосредствованными в петрографических и литологических грациях, различных фациях, комплексах, формационных и генетических типах минеральных месторождений и т.п. Картировать же распространение и изменчивость всех минералов в пределах определенных породных полей невозможно. Надо для всех типов геологических образований выбрать и обосновать единичные наиболее информативные показатели, унифицировать систему их измерения, выражения, создать инструктивные материалы.

Уже на современном уровне изученности можно разработать не экспериментальную, а производственную методику картирования, например ультрабазитовых комплексов. Опытные работы группы А.Б. Макеева на хромитносных ультрабазитах Урала, А.С. Варлакова на асбестоносных Урала, а О.Б. Бейсеева - Казахстана, М.М. Ильвицкого - на никеленосных, С.Н. Авдонцева и К.Н. Малича - на ультрабазитах Кондерского и Чадского массивов и целый ряд других работ по мине-

ралогическому картированию ультрабазитов позволяют создать очень эффективную методику, базирующуюся на исследовании оптических свойств породообразующих оливина и пироксенов, состава и структуры серпентинов, состава аксессуарных хромшпинелидов и сульфидов, может быть, и некоторых других минералов.

Достаточно богатый опыт накоплен в исследовании гидротермальных систем, в том числе и достаточно сложных, интерферирующих и полихронных, накладывающихся друг на друга. Здесь также есть необходимые данные для создания более или менее совершенных методических указаний.

Хорошо разработаны топоминералогические методы исследования метасоматических образований различной природы, последние годы на этих объектах сделано много прекрасных методических разработок, среди которых выделяются работы коллектива под руководством Е.В. Плющева [10, 18].

В исследовании и картировании метаморфических комплексов минералогические методы изначально используются как ведущие для выделения метаморфических фаций и условий их формирования.

Неудовлетворительным остается состояние методических разработок в области картирования осадочных комплексов, современных отложений, кор выветривания, аллювия, россыпей. Казалось бы, именно на этих образованиях отработывались первые минералогические картировочные приемы, такие как шлиховая съемка, выделение терригенно-металлогенических провинций, картирование механических ореолов рассеяния, но проблемы практической геологии, связанные с минералогическим изучением осадочных пород, все время расширяются и усложняются. Здесь предстоит сделать еще очень много для повышения информативности минералогических данных, для отработки методик, а внимание топоминералогов осадочные комплексы как-то не очень привлекают. Много может дать применение минералогического картирования в нефтеносных районах, особенно для восстановления путей миграции нефти.

В геологическом картировании слабо „работает“ минералогическая информация о месторождениях полезных ископаемых. Вернее, на геологических картах ее вообще нет, выносятся лишь значки месторождений и проявлений, сообщающие основной вид полезного ископаемого, обычно в химической символической, и относительный масштаб объекта. Металлогеническая (минералогеническая) информация должна обязательно включать и минералогическую: формой, закраской, штриховкой значка и добавочными символами к нему нужно показывать и вещественно-структурно-морфологический тип месторождения, и ассоциации рудных и нерудных минералов, и объективные генетические данные. С такой информацией можно будет решать очень много задач, более эффективно осуществлять прогноз рудоносности, планировать проведение поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Необходимо разработать информационно насыщенную знаковую систему минеральных месторождений для геологических карт.

Опытными исследованиями определен уже некоторый круг информационно емких минералов, которые наиболее популярны как элементы минералогического картирования, к которым разработаны удовлетворительные экспрессные методики. К ним относятся кварц, полевые шпаты, гранаты, слюды, хромшпинелиды, пирит и некоторые другие сульфиды, циркон и ряд других минералов. Вероятно, с позиций универсализации минералогического картирования нужно стремиться не столько к расширению круга типовых картируемых минералов, сколько к изучению, углублению, максимальному использованию их информативности.

В связи с этим обращает внимание, что в минералогическом картировании мало и весьма неэффективно используются два главных „сквозных“ минерала – кварц и кальцит, в первую очередь потому, что к ним не подобраны эффективные экспрессные методы изучения. В то же время частные случаи использования кварца и кальцита свидетельствуют, что эти минералы исключительно информативны, они могут быть универсальными генетическими и поисковыми индикаторами. Вероятно, недостаточное внимание к кварцу и кальциту определяется ошибочным

представлением об их высокой изученности, поскольку публикаций об этих минералах больше, чем о каких-либо других, а вот прирост новой информации самый низкий. Кварцметрия и кальцитометрия должны быть разработаны как универсальные методы топоминералогических исследований.

Что касается второй проблемы – специальных методов минералогического картирования, то здесь ситуация значительно лучше, разработка методик ведется энергичными темпами в самых различных направлениях. Особенно много делается в разработке методов минералогического картирования рудных полей и месторождений с целью прогнозирования рудоносности, в области минералого-технологического картирования и др.

Подход к минералогическому картированию рудных полей и месторождений развивается как бы с нескольких позиций: а) от топоминералогических исследований и картирования рудоносных площадей к месторождениям как минералогическим аномалиям (свердловская, сыктывкарская, ильменская школы [1, 29, 31, 33]); б) от изучения структур рудных месторождений с включением как определенного структурного уровня минералогической структуры (ташкентская школа, [28]); в) от геохимических ореолов к минералогическим (школа ИМГРЭ, [6]); г) от конкретных задач изучения рудных тел (минералого-технологическое картирование, пространственное изучение физических свойств и т.п., см. [11]).

В минералогическом картировании, как нигде, остро стоит проблема перехода на машинные методы сбора, хранения, обработки и представления топоминералогической информации, формирования банков данных, автоматического составления и вычерчивания минералогических карт. Работы по переводу основных операций на ЭВМ проводятся сейчас во многих организациях, есть уже определенное программное обеспечение, и в методическом отношении здесь особых сложностей не возникает, а если они и встречаются, то относительно легко преодолеваются [27]. Главным препятствием является острый недостаток вычислительной техники.

Особую проблему в топоминералогических исследованиях и в минералогическом картировании представляет проблема музейных коллекций – своеобразных каменных банков данных. Недавно на нее снова обратили внимание В.Я. Герасименко, С.А. Иншаков и П.С. Мочалов [2]; интересные работы с музейными коллекциями как с материалами для составления специальных минералогических карт выполняются А.А. Евсеевым [5]. Но для того чтобы музейные коллекции не только смотрелись, а эффективно работали, нужны серьезные преобразования в самом музейно-коллекционном деле. Прекрасный образец работающего банка каменных данных представляет Федоровский геологический музей в Красноуральске. Представительность, рациональность, научная организация коллекций отличают этот музей от всех других музеев, но, к сожалению, идеи Е.С. Федорова не нашли дальнейшего выражения. Отрадно, что Федоровский музей пощадило время, и он в федоровском замысле функционирует до настоящего времени [9, 32]. На основе музейных коллекций открыты месторождения огнеупорных глин, бокситы Красной Шапочки, месторождения медных, железных руд, бурого угля. Пора перестроить работу научных минералогических и региональных музеев из только экспозиционной в эвристическую, чтобы открытия на основе музейных коллекций были не случайностью, а нормальным результатом функционирования музеев.

Топоминералогические исследования и минералогическое картирование обеспечивают надежную фактурную основу всех прикладных разработок, связанных с прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых. Они являются основой и технологической минералогии [19, 20].

В геолого-поисковой практике могут реализоваться два пути использования информации, полученных при минералогическом картировании [31]: а) прямое топоминералогическое прогнозирование; б) прогнозирование путем использования топоминералогических данных в металлогеническом анализе. Оба подхода имеют свои преимущества, но не исключают один другого.

Минералогические методы поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, как уже подчеркивалось, получили свое развитие в последнее время. Если до 1970 г. в СССР было выдано только одно авторское свидетельство на собственно минералогический поисковый метод, до 1976 г. – два, до 1981 г. – восемь, то за последнее пятилетие они уже исчисляются десятками.

Проигрыш в конкуренции с широко распространявшимися геохимическими методами объясняется тем, что геохимические методы развивались на достаточно простой и четкой теоретической основе – теории миграции и концентрации химических элементов, диктовавшей и довольно простую методику. У минералогических же поисков теоретической основы не было, и они развивались в значительной степени стихийно. Топоминералогические исследования и минералогическое картирование обеспечили создание именно такой теоретической основы.

В основе методологии минералогических поисков лежит теория пространственно–временной эволюции минералообразующих систем, стадийности минералообразующих процессов и зонального распределения минералов в геологическом пространстве. Пространственно–временная зональность проявляется на всех уровнях структурной организации минерального вещества – от анатомии минерального индивида до структуры минералогической провинции. Она детально разобрана, например, в работах Д.В. Рундквиста, И.А. Неженского [16, 21]. В то же время поисковая методология творчески восприняла от геохимических и геофизических поисковых методов представления о минералогических полях и аномалиях, а от учения о типоморфизме минералов и генетикоинформационной минералогии – представления о минералогических индикаторах рудоносности.

Примером наиболее яркого выражения эволюционно–зональной поисковой идеологии является кристалломорфологический метод (рис. 5) Н.З. Ивановой (Евзиковой) [23] и целая совокупность методов, возникших на той же основе и на основе открытия закономерности кристалломорфологической эволюции минералов. Идеология минералогических полей и аномалий находит выражение во многих методах, в том числе в одном из первых зарегистрированных методов – методе Я.Д. Федоренко, В.Н. Новикова [23] поисков флюорита по его минералогическим ореолам на основе измерения термолюминесцентного эффекта размельченных металлометрических проб, и особенно в модельно–тестовом методе (рис. 6) А.Ф. Кунца, Н.П. Юшкина [23], термобарогеохимических методах.

Минералогические поля, т.е. естественные участки геологического пространства, характеризующиеся однородной или закономерно изменяющейся минералогической структурой, отличаются от геохимических полей резкой градиентностью, векторностью, более четкой зональностью, часто скачкообразным изменением параметров.

Минералогические поиски в общем виде представляют собой последовательную совокупность следующих операций:

- планомерность ревизии минералогических полей по минералогическим индикаторам рудоносности;
- поиски и оконтуривание минералогических аномалий;
- изучение структуры минералогических аномалий, выяснение их строения и геологической ситуации;
- установление природы аномалий и их поисковой интерпретации;
- определение вероятного положения минеральных тел в пространстве;
- предсказание промышленной ценности и масштабов месторождения.

Главным инструментом минералогических поисков являются минералогические поисковые индикаторы: вещественные (минеральные), минералогенетические, антропогенно–минералогические. Особенно важную роль играют минералы–индикаторы рудоносности.

Установление и обоснование новых индикаторов рудоносности – одно из важнейших направлений методических исследований в области поисковой минералогии [3, 31]. В этом направлении ведется сейчас большая работа. Известна поисковая

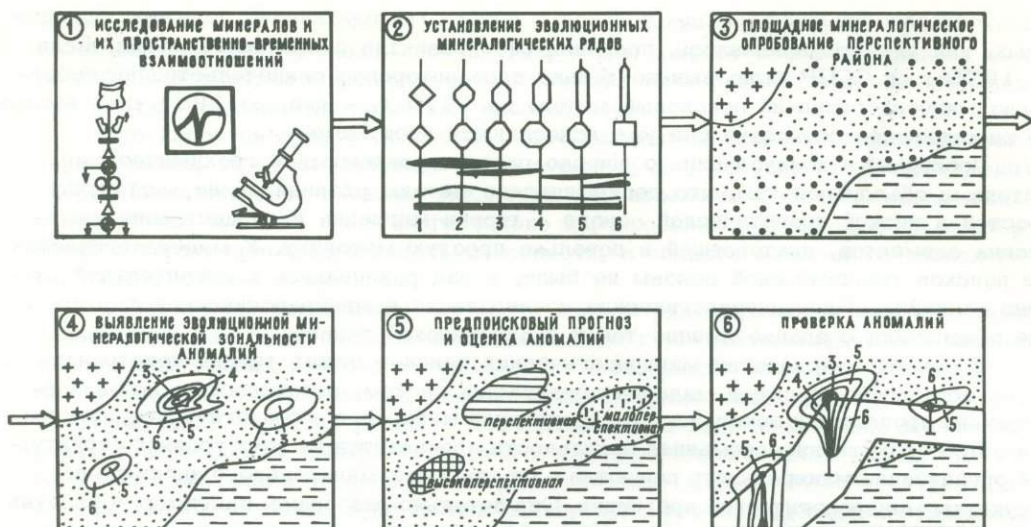


Рис. 5. Последовательность операций при кристалломорфологическом методе поисков.



Рис. 6. Последовательность операций при модельно-тестовом методе поисков.

роль таких минералов, как гранаты, хромшпинелиды, кварц, слюды, флюорит, хлориты, турмалин, пирит, кальцит, полевые шпаты и др. Касситерит, вольфрамит могут быть поисковыми индикаторами на тантал, топаз, бериллий. В большой экспозиции „Поисковая минералогия“ на ВДНХ СССР в 1986 г. было продемонстрировано много новых материалов по минералам-индикаторам и выпущена большая серия информационных буклетов.

В развитии минералогической прогнозно-поисково-оценочной методологии сделано много, достаточно ясны пути ее дальнейшего развития и широкого введения в геологическую практику. Однако очень сильно отстает от сегодняшних потребностей, как уже отмечалось, автоматизация и компьютеризация операций по хранению

и обработке топоминералогической информации, а это в свою очередь сдерживает процесс рационализации и ее сбора, который осуществляется в значительной степени все еще традиционными описательными приемами.

Но самая главная сложность в развитии и минералогического картирования, и поисковой минералогии — это отсутствие полевых приборов для минералогических исследований, причем приборов полноценных, в методологическом отношении высокочувствительных, являющихся аналогами, а не вулгаризованными вариантами соответствующих лабораторных приборов. Технически, очевидно, решить эту проблему не так уж и сложно, но ею почти никто не занимается. В этой ситуации глубокой благодарности и всяческой поддержки заслуживает многолетняя работа читинских минералогов, создающих под руководством В.И. Красникова полевую технику для изучения термоэдс минералов [11]. Полезно было бы создать такие же коллективы по разработке полевой рентгеновской, спектроскопической, химико-аналитической, электромагнитной аппаратуры, по созданию универсальных полевых минералогических лабораторий. Во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья под руководством В.В. Матиаса создан ряд полевых лабораторий на автомашинах. Однако полевые лаборатории еще не вышли на серийное репродуцирование.

Мы начали сообщение с утверждения, что в развитии и внедрении минералогического картирования и методов поисково-оценочной минералогии определяющую роль, существенно большую, чем роль специальных научно-исследовательских институтов и производственных организаций, сыграла организационная и методическая работа Всесоюзного минералогического общества. Этот факт свидетельствует о плодотворности усилий минералогической общественности, если они направлены на решение жизненно важных проблем. Очевидно, что прикладные минералогические исследования, получившие такое многообещающее начало, будут эффективно развиваться и дальше. Сейчас нужно серьезное внимание обратить на теоретические основы минералогической науки, разработка которых начинает опасно отставать. Это показало, в частности, проведенное в Сыктывкаре в 1985 г. Всесоюзное совещание по теории и методологии минералогической науки.

Л и т е р а т у р а

1. В е р т у ш к о в Г.Н. Минералогическое картирование // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972. С. 2-12.
2. Г е р а с и м е н к о В.Я., И н ш а к о в С.А., М о ч а л о в П.С. Коллекция горных пород и минералов как банк данных // Особенности обработки материалов при минералогическом картировании. М., 1985. С. 3-18.
3. Г и н з б у р г А.И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ // ЗВМО. 1976. Ч. 105, вып. 5. С. 513-528.
4. Г и н з б у р г А.И., К у з ь м и н В.И., С и д р о р е н к о Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., 1981. 237 с.
5. Е в с е е в А.А. Регионально-минералогические исследования и крупные музеи // Особенности обработки материалов при минералогическом картировании. М., 1985. С. 30-39.
6. Ж а б и н А.Г., С а м с о н о в а Н.С. Минералогические методы при исследовании околорудных ореолов // ЗВМО. 1981. Ч. 110, № 1. С. 5-15.
7. Л и т о ш к о Д.Н., С и л а е в В.И. Крупномасштабное геолого-минералогическое картирование как основа выявления локальных топоминералогических закономерностей рудной минерализации // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 13-21.
8. М а к е е в А.Б., П е р е в о з ч и к о в Б.В., А ф а н а с ь е в А.К. Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985. 152 с.

9. Межберг В.А. Роль Федоровского геологического музея в открытии месторождений полезных ископаемых // Особенности обработки материалов при минералогическом картировании. М., 1985. С. 39-48.
10. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плюшев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов, Г.М. Беляев. Л., 1981. 262 с.
11. Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений / В.И. Красников, В.А. Фаворов, В.А. Суматохин и др. Л., 1983. 91 с.
12. Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий: Тезисы III всесоюзного минералогического семинара. Свердловск-Миасс, 1983. 188 с.
13. Минералогическое картирование рудных полей и месторождений: Тезисы III всесоюзного минералогического семинара. Свердловск-Миасс, 1983. 170 с.
14. Минералогическое картирование рудоносных территорий: Сборник статей по итогам III всесоюзного минералогического семинара. Свердловск, 1985. 120 с.
15. Минералогия - народному хозяйству: Тезисы докладов к II съезду Всесоюзного минералогического общества. Л., 1987. 265 с.
16. Неженский И.А., Рундквист Д.В. Количественная характеристика зональности оруденения месторождений полезных ископаемых. Л., 1976.
17. Петровская Н.В. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала // Тр. ЦНИГРИ. 1959. Вып. 29. С. 13-28.
18. Плюшев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермальных метасоматических образований. Л., 1985. 247 с.
19. Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л., 1983. 171 с.
20. Роль технологической минералогии в расширении сырьевой базы СССР: Тезисы докладов на Всесоюзной конференции. Челябинск, 1986. 186 с.
21. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., 1985.
22. Сидоренко А.В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 ноября 1977 г. // ЗВМО. 1977. Ч. 106, вып. 2. С. 129-134.
23. Способ как объект изобретения в геолого-геохимических исследованиях / В.Г. Тьминский, Г.В. Сапронова, Ц.Б. Ранько, Л.Е. Штеренберг, Л.С. Стрельникова. М., 1983. 50 с.
24. Теория и методология минералогии: Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Теория и методология минералогии". Т. 1. Сыктывкар, 1985. 172 с.
25. Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Теория и методология минералогии". Т. 2. Сыктывкар, 1985. 172 с.
26. Фекличев В.Г. О минералогическом картировании и других пространственно-минералогических исследованиях // Новые методы изучения условий формирования и закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста, 1978. С. 193-217.
27. Фекличев В.Г. Минералогические банки данных: (проблемы и опыт организации и использования) // ЗВМО. 1982. Ч. 111, вып. 3. С. 283-290.
28. Цой В.Д., Исаев А.П. Детальное картирование метасоматитов и прожилковых минеральных ассоциаций - как основа прогнозирования скрытого

скарново-полиметаллического оруденения в Алтынтюпканском рудном районе // Минеральные кларки и природа их устойчивости. Душанбе, 1987. С. 134-135.

29. Ч е с н о к о в Б.В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов: (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале) // Минералогия и петрография Урала. 1975. С. 27-37.

30. Ю ш к и н Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии: Пайхойско-Южновоземельская минералогическая провинция. Л., 1980. 376 с.

31. Ю ш к и н Н.П. Топоминералогия. М., 1982. 288 с.

32. Ю ш к и н Н.П. Уральскими маршрутами. Сыктывкар, 1985. 136 с.

33. Ю ш к и н Н.П., М а т и а с В.В. Минералогическое картирование // Минер. журн. 1984. № 3. С. 62-73.

5205



Повышение эффективности геологоразведочных работ на всех стадиях поисков и изучения месторождений полезных ископаемых — общая задача как геологов-практиков, так и ученых. Она может решаться внедрением системы частных мероприятий, совершенствующих отдельные виды работ. Более результативно генеральное изменение самих принципов ведения поисковых и разведочных работ. В качестве примеров можно назвать разработку шлихового метода поисков, до сих пор находящегося на вооружении геологической службы. Революционный характер носило введение в геологическую практику геофизических и геохимических методов исследований, быстро завоевавших всеобщее признание и заметно потеснивших шлиховой анализ. Причина этого заключалась в наличии надежной теоретической, методической и технической базы проводимых работ: было установлено наличие аномалий физических и химических полей, сопутствующих рудным телам, был разработан комплекс малогабаритных физических приборов, отвечающих современным требованиям практики в отношении информативности, достоверности и воспроизводимости получаемых результатов. Это предопределило широкое и успешное использование геофизических и геохимических методов, однако со временем стало очевидным, что они не могут решить все вопросы столь многообразной и сложной проблемы, каковой являются поиски и оценка месторождений полезных ископаемых.

Кроме некоторых видов минерального сырья (радиоактивных и магнитных руд) в большинстве случаев геофизические методы позволяют выявлять лишь благоприятные для рудообразования структуры и участки, продуктивность которых устанавливается иными методами. Повышенные концентрации рудных элементов могут быть связаны с минералами, рациональная и экономически рентабельная технология переработки которых в настоящее время отсутствует. Более того, на ряде месторождений неметаллических полезных ископаемых геохимические ореолы столь конвергентны, что не могут служить достаточно надежным поисковым признаком. Эти и многие другие вопросы могут быть разрешены путем более широкого и целенаправленного использования минералогических методов исследований, необходимость которых для геологоразведочного производства неоднократно подчеркивалась за последние годы [3, 4, 9, 28].

Одновременно с оживлением поисковой минералогии резко возрос интерес к проблемам технологической минералогии — новому научному направлению прикладной минералогии: только глубокое изучение свойств минералов и выявление возможностей их направленного изменения может обеспечить повышение эффективности использования минерального сырья [18]. Если переход в прошлом к глубокому изучению состава и структурно-текстурных особенностей руд явился основой коренного изменения технологии их переработки, то повышение степени извлечения полезных компонентов, комплексное использование руд требует столь же революционного изменения уровня исследований не только минеральных видов в целом, но также их разновидностей вплоть до отдельных минеральных индивидов.

На границе между поисковой и технологической минералогией находится проблема выявления новых видов минерального сырья. С одной стороны, это проблема технологическая, так как необходимо не только обнаружить минерал, содержащий полезный компонент, но важно, чтобы его можно было бы извлечь с применением современных промышленных технологий. С другой стороны, при поисках должны быть выявлены достаточно крупные скопления промышленно-ценных новых минералов, обеспечивающих экономическую рентабельность их добычи и переработки.

Как для поисковых, так и для технологических целей нам необходимо представлять особенности минералов и их парагенезисов для рудных формаций в целом, для каждого формационного и промышленного типа месторождений, для отдельных рудных тел и их частей. Поэтому в основе поисковой и технологической минералогии лежит учение о типоморфизме минералов [4], являющееся их теоретическим фундаментом, на котором разрабатываются минералогические поисковые признаки и критерии оценки рудопроявлений, а также технологические признаки минералов.

Для решения практических вопросов необходимо не только выявить соответствующие минералогические признаки, но не меньшее значение имеет установление их пространственного распространения и изменчивости. Это вызывает потребность в проведении минералогического картирования, являющегося заключительным этапом топоминералогических исследований [28].

Практическая реализация задач поисковой и технологической минералогии осуществляется в виде трех последовательных этапов. Первый этап включает изучение типоморфизма минералов с целью установления поисковых и оценочных признаков, второй — топоминералогические исследования, направленные на установление закономерностей пространственной изменчивости этих признаков, третий — графическое изображение выявленных особенностей и закономерностей поведения признаков. Выделение указанных этапов в исследованиях подчеркивает необходимость предварительных (подготовительных) работ, имеющих определенную научную направленность и обеспечивающих успешное проведение последующих топоминералогических и собственно картировочных работ. В то же время очевидно единство всех трех этапов, невозможность исключения любого из них без ущерба для успешного решения практических вопросов.

Необходимость проведения минералогического картирования, его цели и задачи уже давно обсуждаются в литературе [2, 21, 28, 29], однако только в последнее время началось обсуждение методики картирования и возникла настоятельная необходимость подготовки методических рекомендаций и инструкций. Без этого: внедрение минералогического картирования как одного из видов геологоразведочных работ практически невозможно.

В зависимости от цели минералогического картирования и соответствующего подбора элементов картирования (поисковых и оценочных признаков) можно выделить поисково-минералогическое, минералого-технологическое и специализированное общеминералогическое картирование [26]. Сущность и задачи первых двух типов понятны, необходимы некоторые пояснения к выделению третьего типа картирования. При различных геологических исследованиях накапливается обширная минералогическая информация, которая в данный момент не имеет поисковой или технологической направленности. В первую очередь к ней относятся сведения о наличии, распространении и местоположении различных минералов. Подобные топоминералогические исследования ложатся в основу выделения минералогических провинций, поясов и т.д., для чего помимо реестров, каталогов, кадастров составляются соответствующие минералогические карты. Такой банк данных может легко приобрести практическое значение, в частности, при определении районов для поисков камнесамоцветного и коллекционного сырья. Хочется надеяться, что работы по сбору, накоплению и документации минералогической информации будут обязательной составной частью всех геологических исследований аналогично с про-

водимыми в настоящее время попутными поисками различных полезных ископаемых. Упорядочение попутных минералогических исследований не потребует сколь-нибудь существенного роста затрат сил и средств, но нуждается в методическом обеспечении.

Поисковые и оценочные признаки — элементы минералогического картирования

Как уже указывалось выше, минералогические поисковые и оценочные признаки являются типоморфными, т.е. каждый тип месторождений, каждая рудная формация в целом, характеризующиеся своими особенностями процессов минералообразования, обнаруживают соответствующий набор типоморфных минералогических признаков, отличающих между собою даже сходные промышленные объекты. К таким признакам еще А.Е. Ферсман [20] относил не только минералы, но также их свойства, к которым могли принадлежать особенности состава, структуры, морфологии и физических характеристик минералов, что сближает его представление с современным толкованием понятия „типоморфизм“ [17]. Таким образом, типоморфными могут быть минералы и их парагенезисы, особенности конституции, морфологии и свойств минералов (рис. 1).

Типоморфные признаки могут использоваться для реконструкции геологических процессов и онтогенетических особенностей формирования геологических объектов, поэтому в качестве поисковых и оценочных признаков может использоваться наиболее информативная, надежная и легко воспроизводимая часть их. Более того, среди поисковых и оценочных признаков не должно допускаться дублирования — выявления общей особенности минерала по разным физическим показателям, полученным применением разных методов исследований. Так, при установлении типоморфных особенностей кварца, связанных с наличием в нем примесно-дефектных центров, могут использоваться рентгеноструктурные исследования, спектроскопия в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях, изучение термолюминесценции, электронного парамагнитного резонанса и некоторые другие методы физики твердого тела. Все эти методы по существу характеризуют одну общую особенность — изоморфизм в кварце, но выявляют примесные центры с разной полнотой информации об их составе и распространенности. По данным электронного парамагнитного резонанса выявляются замещения кремния в тетраэдрах алюминием, германием, титаном, железом, но не устанавливаются элементы, компенсирующие недостающую валентность при внутритетраэдрическом гетеровалентном изоморфизме. ИК-спектроскопия позволяет выявлять центры, в формировании которых участвуют группы $(OH)^-$. Спектроскопия в видимой области дает возможность обнаруживать центры дитриновой, дымчатой или аметистовой окраски кварца без дополнительной их детализации. Замеры параметров элементарной ячейки показали их изменения за счет ограниченных изоморфных замещений, однако влияние конкретных примесей на структурные параметры кварца не выходит за пределы гипотетических представлений. Довольно полную информацию о примесно-дефектных центрах кварца, используемую при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, можно получить с помощью индуцированной (ИТЛ) термолюминесценции [27]. Из сказанного следует, что выбор поисковых и оценочных признаков как элементов минералогического картирования представляет собою достаточно сложную операцию, требующую анализа геолого-минералогических особенностей района работ, экономических и технических возможностей реализации избранной методики исследований.

Выявление эффективных минералогических признаков — главная задача поисковой и технологической минералогии. В ее решении могут быть намечены два пути. Первый из них носит эмпирический характер и связан с изучением эталонных проб, опорных разрезов, обнажений, горных выработок и керна буровых скважин. Представительность изученных эталонов определяется объективностью пред-

Рис. 1. Содержание типоморфизма и области его практического использования.

ставлений о структуре геологического объекта, его вещественном составе и условиях формирования, определяющих его однородность в пространстве или постепенную либо зональную изменчивость.

Второй путь установления поисковых и оценочных признаков — прогнозно-теоретический. Сущность его заключается в том, что по косвенным соображениям или данным отдельных минералогических находок и наблюдений складывается суждение о металлогенической специализации района. Если дополнить эти представления

анализом геологического строения района, то появляется реальная возможность наметить минералогические поисковые и оценочные признаки без проведения специальных исследований эталонов. Возрастающая роль теоретических построений на базе развития учения о рудных формациях — отчетливая тенденция современной минералогии [10], позволяющая широко использовать в подготовительный период методы сравнений и аналогий. Рассмотрим сказанное на конкретном примере.

Наиболее крупные месторождения горного хрусталя образуются в результате преобразований (растворения, выщелачивания) ранее возникших кварцевых жил и различных преимущественно магматических и метаморфических горных пород. Переработка вмещающих пород и формирование хрустальных гнезд происходит под влиянием восходящих гидротермальных растворов, три периода (стадии) поступления которых характеризуются относительным повышением кислотности. Эти растворы не только выносят компоненты из пород вокруг хрустальных гнезд, но приносят их также из нижележащих пород, в чем реализуется тенденция к установлению химического равновесия раствор-порода. Влияние подстилающих горных пород на процессы минералообразования определяется контрастностью пород геологического разреза месторождения и протяженностью разрывных структур на его площади [15].

Петрохимический анализ горных пород хрусталеносных месторождений позволяет отнести их к пяти группам: существенно кремнистые породы (кварциты), глиноземисто-кремнистые (гранитоиды, гнейсы), магнезиально-глиноземисто-кремнистые (кристаллические сланцы), глиноземисто-кремнисто-магнезиальные (амфиболиты, диабазы) и магнезиально-кальциевые (карбонатные). Если в слоистой толще породы отличаются повышенным содержанием компонентов K_1 , K_2 , K_3 , а разрывные нарушения не выходят за пределы лишь одного из них, то минеральный состав гнезд определяется только составом этих пород (рис. 2). Если разрывные структуры соединяют пары близрасположенных пород, то минералы гнезд включают компоненты как боковых, так и подстилающих пород. Если же разрывные структуры имеют значительную протяженность, то в качестве подстилающих пород выступает нижний горизонт разреза. Промежуточные породы (состава K_2) существенного влияния на минеральный состав гнезд не оказывают, так как через эти породы растворы просачиваются по сквозным трещинам и не успевают вступить с ними в активное взаимодействие (рис. 2). В зависимости от состава реальных пород разреза в гнездовых парагенезисах содержание главных минералов (кварц, мусковит, полевой шпат или каолинит, хлорит, карбонаты) может варьировать в широких пределах (рис. 3).



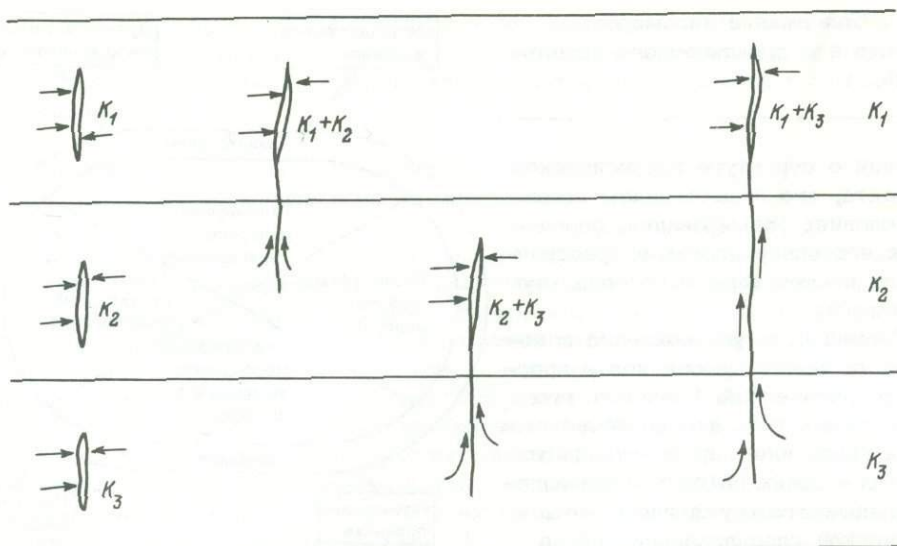


Рис. 2. Извлечение и перемещение компонентов K_1 , K_2 , K_3 (показано стрелками) в вертикальном разрезе слоистой толщи при формировании гидротермальных парагенезисов.

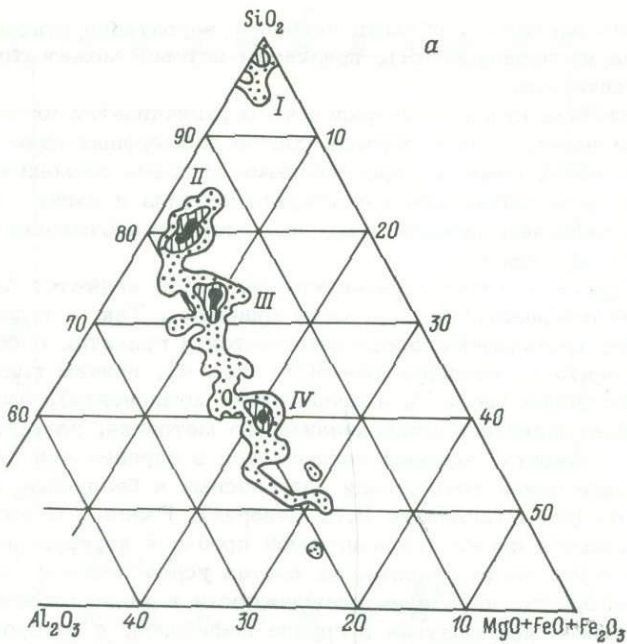
Рассмотренная модель гидротермального минералообразования может использоваться не только для месторождений горного хрусталя, но и для любых других, на которых рудообразование сопровождается метасоматическим изменением вмещающих горных пород. При этом температурные условия минералообразования, состав и кислотность-щелочность растворов могут вызвать изменения минерального состава, например, смену полевого шпата мусковитом, мусковита каолинитом и т.д.

Выбор минералов поисковых признаков определяется и в зависимости от генетической модели рудообразования, от близости условий и времени формирования рудной и сопутствующей ей минерализации. От этих условий может зависеть степень информативности и характер информации минералов-индикаторов (минералов-спутников). Одним из наглядных примеров этому может служить минералообразование в оловорудных скарнах. Эти породы могут выделяться по наличию в пробах диопсида и граната, но кроме как о процессе скарнообразования эти минералы свидетельствовать не могут. Появление в скарнах актинолита, флогопита, хлорита и особенно кварца, флюорита свидетельствует о проявлении в них наложенных метасоматических процессов, связь которых с рудообразованием более вероятна. Как показывают наблюдения, касситерит метасоматически развивается по трещинам спайности актинолита, нарастает на пластинки флогопита и хлорита в крупных порах измененных пород. Касситерит образуется несколько раньше кварца и флюорита, что можно видеть по последовательности минералообразования в мелких пустотах.

Картирование областей распространения поздних метасоматических силикатов (флогопита, хлорита), кварца и флюорита позволяет выявлять зоны просачивания

Рис. 3. Петрохимическая классификация горных пород (а) и минеральный состав гидротермальных жил (б) в зависимости от состава вмещающих и подстилающих горных пород.

Распространенность минерала выражается густотой штриховки. ∇ — карбонатные породы.



б

Кварц

		вмещающие породы				
		I	II	III	IV	V
Без привноса						
Подстиглающие породы	I (Si)					
	II (Al-Si)					
	III (Mg-Al-Si)					
	IV (Al-Si-Mg)					
	V (Mg-Ca)					

Хлорит

		вмещающие породы				
		I	II	III	IV	V
Без привноса						
Подстиглающие породы	I					
	II					
	III					
	IV					
	V					

Мусковит, полевой шпат

		вмещающие породы				
		I	II	III	IV	V
Без привноса						
Подстиглающие породы	I					
	II					
	III					
	IV					
	V					

Карбонат

		вмещающие породы				
		I	II	III	IV	V
Без привноса						
Подстиглающие породы	I					
	II					
	III					
	IV					
	V					

минералообразующих растворов, области наиболее вероятного рудообразования, но не указывает на их оловоносность, признаком которой может служить появление в породах касситерита.

Поисковое значение рудных минералов не ограничивается их ролью как прямых поисковых признаков, в ряде случаев состав изоморфных примесей может служить указанием на их связь с определенными рудными формациями. Общеизвестно присутствие в пегматитовом касситерите тантала и ниобия, повышенное содержание индия, мышьяка, сурьмы и других элементов отмечается в касситерите кварц-сульфидной формации.

Изоморфные примеси в минералах-спутниках часто являются более надежными индикаторами рудообразования, чем сами минералы. Так, в вышеописанных скарнях присутствие изоморфного олова отмечается в гранатах с содержанием андрадитового компонента в пределах 60-80% (рис. 4), причем гранаты, отвечающие составу гроссуляра (до 25% андрадитового компонента), олова не содержат. По данным рентгеновского микроанализа, по методике, разработанной В.В. Севериным, сущность которой заключается в определении силикатных и рудных компонентов в одной точке, поля оловоносных и безрудных гранатов резко обособились друг от друга (аналитик В.В. Северин). Разница между ними стирается, если увеличивается объем анализируемой пробы, в которую попадают различные по составу зоны роста граната, их состав усредняется и прослеживается общая прямая зависимость повышения оловоносности и железистости граната. Аналогичное явление может наблюдаться в группе амфиболов, в которой повышенное содержание олова присуще роговой обманке типа гастингсита (рис. 4).

При анализе состава метасоматических минералов следует учитывать как влияние состава вмещающей среды (горных пород), так и состава минералообразующих растворов. Разделить эти два фактора не всегда возможно, но при зондовых исследованиях содержание микропримесей будет близким для индивидов одной генерации соответствующего минерала и обнаружит определенные различия для разных генераций этого же минерала. В этом проявляется влияние минералообразующих растворов, причем скачкообразное изменение содержания примесей свидетельствует о разных стадиях минералообразования или по крайней мере о пульсационном поступлении растворов. С другой стороны, постепенное изменение состава указывает на эволюцию растворов в течение какого-то отрезка времени. Подобное явление было подмечено по изменению окраски мусковита, связанной с присутствием в нем железа и других элементов-хромофор [16].

Влияние вмещающих пород на состав метакристаллов улавливается скорее не на локальном уровне, а при исследовании проб большой массы, так как компоненты первичной среды попадают в новообразованные минералы не только в виде изоморфных, но также механических примесей, обнаруживаемых часто под микроскопом при больших увеличениях. Поэтому для определения среды минералообразования целесообразен химический анализ визуально «чистых» мономинеральных фракций большей, чем при локальных исследованиях, массы.

Исследование изоморфных примесей имеет также технологическое значение, так как их присутствие либо определяет комплексный характер руд, либо оказывает влияние на процессы обогащения. В первом случае можно упомянуть примеси кадмия, индия в сфалерите, рения в молибдените, во втором - примеси молибдена (повеллита) в шеелите. По этой причине уже на стадии поисковых работ необходимо изучение примесей в минералах, уточнение минеральной формы нахождения полезных компонентов. Так, установление примесей тантала и ниобия в силикатах, из которых их извлечение экономически нецелесообразно, должно учитываться при оценке обнаруженного редкометалльного рудопроявления.

Образование ряда месторождений происходит при участии щелочных растворов с повышенным содержанием натрия, который входит в состав силикатов в виде пертитовых вростков (метасоматических) в полевых шпатах или изоморфных примесей, например, в мусковите, где его содержание может повышаться до 2-4%.

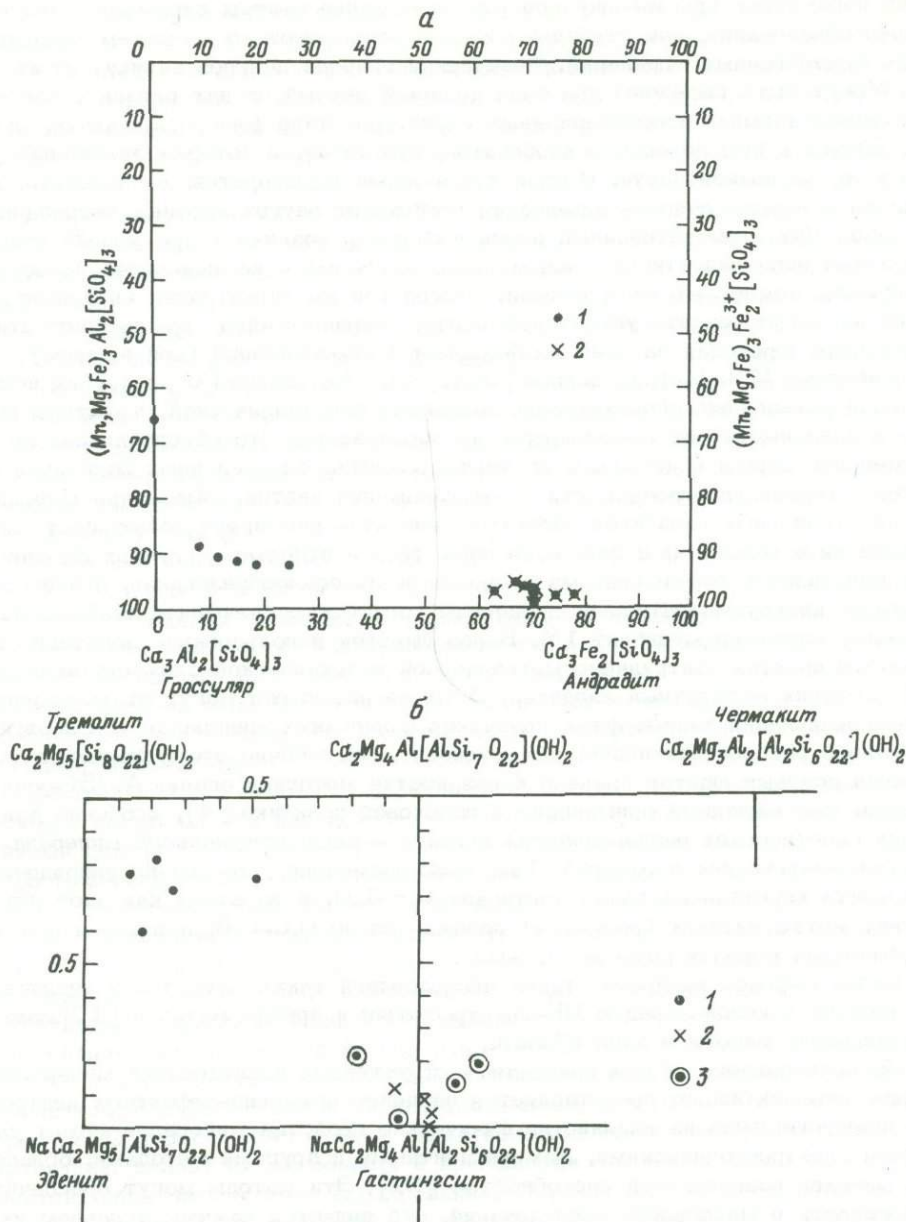


Рис. 4. Химические составы гранатов (а) и амфиболов (б) и их оловоносность.

Гранаты, не содержащие (1) и содержащие олово (2); амфиболы с содержанием олова: 1 - 0-0,1, 2 - 0,20-0,31, 3 - 0,18-0,52%.

Знание физико-химических и термодинамических условий минералообразования позволяет прогнозировать типоморфные особенности структуры минералов. Естественно, здесь не имеется в виду геометрическая модель структуры, которая отражает общие особенности геологического процесса, а те «дефекты» структуры, которые отличают ее от идеализированной модели. В качестве таких признаков могут быть примесные центры, вызывающие изменение геометрических и энергетических параметров структуры.

ческих параметров кристаллической решетки. Такие центры отражают особенности минералообразования, они стабильны и не претерпевают со временем сколько-нибудь существенных изменений. Физическая природа центров зависит от их строения. Могут быть выделены два типа центров: первый из них связан с изоморфными замещениями в координационных структурах типа флюорита, галита, сфалерита. Близко к ним поведение карбонатов, сульфатов, в которых замещение развивается в катионной части. Второй тип центров формируется, в частности, в кварце, когда в первую очередь замещения происходят внутри прочных тетраэдрических групп. При этом устойчивый дефектный центр возникает при замене кремния элементами иной валентности (алюминием, железом) с компенсацией недостающей валентности междуузельными ионами. Атомы той же валентности (например, германий) не могут создать устойчивый центр, сохраняющийся при неоднократных электронных переходах за счет возбуждения и рекомбинации (при нагреве).

Работами И.И. Шафрановского [22], Н.З. Евзиковой [6] и других исследователей установлена динамичность поведения кристаллической структуры минералов в зависимости от особенностей их образования. Это обуславливает не только изменение формы кристаллов, но также развитие определенных полиморфных минералов, степени упорядоченности в расположении частиц. Выделение в различной степени стабильных полиморфных слоистых силикатов расширяет возможность их использования в поисковых целях, хотя пока лишь в отдельных случаях намечается связь полиморфных с определенными процессами минералообразования, причем заключительным низкотемпературным процессам сопутствуют наименее стабильные модификации, например мусковит 1М. Более широкое использование полиморфных в геологической практике затруднено методической и технической сложностью исследований, носящих выборочный характер. В то же время они могут стать главным методом выявления типоморфных признаков полигенных минералов и в первую очередь такого распространенного, как мусковит. Аналогично этому изучение полиморфизма полевых шпатов привело к разработке методики оценки Al/Si -упорядоченности, уже нашедшей применение в поисковой практике [4], особенно для выделения генетических разновидностей альбита — распространенного минерала многих метасоматических процессов. Так, было замечено, что индекс упорядоченности альбита хрустальных гнезд достигает 0,8–1,0, в то время как этот индекс в ранних метасоматитах (дорудных) понижается до 0,6–0,8, а в первичных метаморфических породах даже до 0,5–0,6.

Более широкое внедрение таких исследований также затруднено технически, хотя переход к использованию ИК-спектроскопии и других методов [12] может активизировать работы в этой области.

Из приведенного обзора прикладных структурных исследований минералов наиболее перспективным представляется изучение примесно-дефектных центров. Даже незначительное их влияние на физические свойства минералов может улавливаться спектроскопическими, люминесцентными и другими методами, обладающими высокой разрешающей способностью [11]. Эти методы могут обеспечить экспрессность и массовость исследований, что является важным условием их применения в поисковой минералогии и при минералогическом картировании.

Прогнозирование изменчивости физических свойств минералов как поисковых и оценочных признаков пока встречает определенные затруднения и реализуется главным образом путем аналогий на основе ранее проведенных исследований на сходных объектах. Решение этого вопроса заключено в установлении соотношений физических параметров минералов с особенностями их конституции (в первую очередь состава), прогнозируя которые в зависимости от условий образования можно определить и ожидаемые физические свойства минералов — поисковые и оценочные признаки.

На гидротермально-метаморфических месторождениях горного хрусталя установлены две главные стадии их формирования: первая из них сопровождается образованием кристаллов существенно дымчатого кварца, вторая — цитрина, что

связано с относительным повышением кислотности растворов. Наибольший интерес представляет кварц 1-й стадии, в наименьшей степени пораженный дефектами. Ему сопутствует изменение порообразующего и жильного кварца, связанное с повышением содержания в нем примесно-дефектных центров $Al-Nc$ типа. Такой кварц обнаруживает повышенный максимум свечения на кривых ИТЛ в области 250–320 °С. Изменение кварца в период образования цитрина (2-я стадия) фиксируется по повышению в нем содержания $Al-OH$ - и $Al-Li$ -центров, которым соответствует появление на кривых ИТЛ максимумов в области около 150 и 200–250 °С. В связи со сказанным в качестве поискового признака на месторождения горного хрусталя может служить повышенная ($n \cdot 10^3$ и больше) светосумма свечения, которая пропорциональна общему содержанию примесно-дефектных центров. Повышенная интенсивность высокотемпературного максимума свечения кварца служит не только поисковым признаком, но также указывает на возможность обнаружения хрустальных гнезд с кристаллами дымчатого кварца, пригодными к использованию в качестве пьезооптического сырья. Повышенная интенсивность низкотемпературных максимумов показывает возможность обнаружения месторождений цитрина, а содержание дымчатого кварца в них может быть оценено по соотношению величин указанных максимумов и высокотемпературного, присутствующего дымчатому кварцу.

Физические параметры минералов могут иметь точечный или спектральный характер. К первым относятся замеры физических параметров минерального вещества при постоянных условиях эксперимента. Они включают замеры магнитной восприимчивости, твердости, электропроводности и др. Величины этих свойств характеризуют разные части кристаллов или даже рудных тел и месторождений. Такие исследования отличаются высокой производительностью, хотя для определения воспроизводимости анализа в каждой точке измерения целесообразно повторять минимум трехкратно.

Спектральная изменчивость физического свойства обнаруживает значительную смысловую нагрузку, так как показывает его связь с закономерно меняющимися условиями опыта: изменение интенсивности свечения при увеличении температуры нагрева минерала, появление полос поглощения в разных частях (при разных длинах волн) спектра ультрафиолетового, видимого и инфракрасного излучения и т.д. Получение развернутой спектральной характеристики минерала особенно наглядно показывает его изменчивость в геологических объектах, но требует повышенных затрат времени. Этого можно избежать, если при сопоставлении полных, развернутых спектров эталонных проб будут выделены их характеристические части. Так, для выделения разновидностей кварца наиболее характерные полосы поглощения располагаются в области 350–460 нм. В ИК-области разновидности кварца имеют характеристические полосы поглощения в области 3100–3600 cm^{-1} . Сокращение интервала записи спектральной характеристики повышает производительность исследований, делает их массовыми и пригодными для определения параметров элементов минералогического картирования. Выразительным примером сказанному является изучение рентгенолюминесценции полевого шпата. Как оказалось [8], выявление зон рудной минерализации с достаточной степенью надежности производится по отношению концентрации F- и A-центров, обнаруживающих излучение в областях соответственно 720–760 и 440–470 нм.

Интересный пример представляет использование в качестве элементов минералогического картирования данных дифференциально-термического анализа. С одной стороны, это метод фазового анализа, с помощью которого можно определить минеральный состав проб и количественное соотношение в них минералов, что представляет собою предмет картирования. С другой стороны, в качестве элемента картирования может быть использована величина термического эффекта, характерного для соответствующего минерала. Так, содержание каолинит-диккитовой группы оценивается по величине экзотермического эффекта при температуре около 1000 °С, который отсутствует на кривых ДТА гидрослюда, монтмориллонита и других минералов глин.

За последние годы приобрело широкую популярность использование в качестве поисковых и оценочных признаков морфологических особенностей кристаллов минералов. Широкие возможности этого направления обсуждены в литературе [5, 6], поэтому на нем более подробно мы останавливаться не будем, хотя некоторые вопросы привлекают к себе дополнительное внимание. Это относится к стабильности граней габитусных форм кристаллов. И.И. Шаfranовским [22] показано, что кристаллы минералов с координационными структурами достаточно чувствительны к изменениям физико-химических особенностей среды и обнаруживают смену граничных форм в течение периода их роста. Иную картину можно наблюдать для минералов, например, с цепочечными структурами. В этом случае грани призм, ориентированные вдоль цепочек, оказываются стабильными формами и появляются в результате эволюционной смены граней острейших ромбоэдров (кварц) или дипирамиды (касситерит) в направлении увеличения угла ρ . В других случаях эти грани становятся гранями торможения, но также в дальнейшем не обнаруживают смену другими формами. Нормальный рост призматических граней, как правило, не наблюдается, изредка имеет место тангенциальный рост за счет отложения вещества на гранях основных ромбоэдров (кварц) или дипирамиды (касситерит) — сателлитов по отношению к основному телу кристалла. Сказанное подчеркивает необходимость детального анализа анатомии кристаллов при установлении морфологических поисковых и оценочных признаков, так как призматическая огранка кристаллов не меняется даже при смене условий кристаллизации, стадий минералообразования и соответствующих им генераций минерала.

Помимо габитусных форм в качестве поисковых и оценочных признаков может использоваться степень идиоморфизма минеральных индивидов, их удлиненность и др. В метасоматически измененных горных породах около хрустальных гнезд чешуйки мусковита часто имеют правильные шестиугольные очертания, а хлорит представлен червеобразными формами — „гельминтами“. По мере приближения к гнездам отношения размеров кристаллов рутила вдоль осей четвертого и второго порядков меняется от 1:1 до 20:1 и более [1].

В качестве элементов картирования могут быть использованы способы образования минералов — свободная кристаллизация в полых трещинах и пустотах, метасоматическое образование и перекристаллизация. Они не только влияют на особенности морфологии и свойств минералов, но представляют также самостоятельное значение: масштабы рудопроявления зависят от минералообразования в крупных жилах, в прожилковых (штокверковых) или метасоматических зонах; эти же факторы влияют на показатели обогащения руд. Процессы перекристаллизации определяют изменчивость размеров минеральных зерен, перераспределение минералов в пространстве.

Рассмотренные выше минералогические признаки носят частный характер, поэтому стремление к повышению надежности оценок и рекомендаций приводит к расширению числа вовлекаемых в анализ минералогических признаков, что удорожает работы, повышает сроки их проведения и исключает необходимый уровень оперативности в получении информации. Обобщенным видом минералогических данных может служить оценка интенсивности процессов рудообразования [27], для расчета которой используются отдельные показатели или группы показателей (совершенство), определяемые с наименьшими затратами сил и средств и с помощью простейших лабораторных методов. Главное требование — синурный характер тех признаков, которые используются для расчетов. Так, на месторождениях горного хрусталя может использоваться степень окологнездовых изменений вмещающих горных пород и жильного кварца [25, 27], но достоверная оценка интенсивности хрусталеобразования невозможна, например, по количеству жил и жильного кварца, по интенсивности околожильного метасоматоза (раннего), не связанного с процессом хрусталеобразования. Максимальные значения интенсивности минералообразования, полученные по предложенным [24] расчетным формулам в относительных единицах, позволяют выявить наиболее продуктивные объекты, для чего предварительно должна быть получена шкала продуктивности геологических объ-

ектов, связывающая величины показателя интенсивности процесса и запасы полезного ископаемого в изучаемом рудном теле. Например, на хрусталеносном месторождении интенсивность процесса, рассчитанная по степени изменения жильного кварца, меняется от 0 (нехрусталеносные жилы) до $3 \cdot 10^3$ для высокопродуктивных жил.

Некоторые вопросы методики минералогического картирования

Примеры минералогического картирования на различных геологических объектах приведены в многочисленных публикациях, рассеянных в периодических изданиях и специальных сборниках. Первой сводной работой, обобщающей накопленный опыт и существующие представления о задачах и методике минералогического картирования, является монография Н.П. Юшкина [28]. Благодаря этому ниже мы остановимся лишь на отдельных положениях методики картирования, имеющих практическое значение. В первую очередь следует рассмотреть форму изображения картируемых поисковых и оценочных признаков.

Наиболее простой и доступный способ — изображение признаков в виде буквенных или условных значков, привязанных пространственно к точке наблюдения или отбора пробы. Буквенные обозначения должны соответствовать принятым в минералогии сокращениям: Кв — кварц, Аб — альбит, Хл — хлорит, Би — биотит, Амф — амфибол, Сер — серицит и т.д. Можно использовать латинские обозначения минералов. Условные значки могут подбираться произвольно для каждого конкретного случая. При этом желательно следить за выразительностью обозначений, а при крупномасштабных зарисовках целесообразно приближать форму значков к реальной форме минеральных индивидов в изучаемом естественном или искусственном обнажении (рис. 5).

Количественная оценка признака выражается размерами принятого значка. Эти размеры должны быть визуально различимы, и каждому из них присваивается определенный интервал изменчивости признака. В тех случаях, когда необходимо показать относительное содержание минералов или соотношение признаков, в сумме составляющих 100% или какую-то постоянную величину, используется круговая диаграмма. Ее площадь соответствует сумме величин признаков, а каждый признак — площади сектора, пропорциональной величине признака. При картировании одиночного признака его величина может выражаться в абсолютном значении, что рационально при условии перехода в дальнейшем к иным формам картирования.

Второй способ изображения — оконтуривание ореолов, т.е. определение областей распространения признаков. В этом случае граница ореола разделяет участки, где признак „есть” или его „нет”. Такой подход особенно распространен при оконтуривании областей развития типоморфного минерала или парагенезиса. Если же практический интерес представляет признак, величина которого больше фонового значения, граница ореола проводится по аномальному значению этого признака. Так, светосумма ИТЛ неизмененного порообразующего кварца не превышает нескольких десятков условных единиц, для измененных пород светосумма достигала 300 и более единиц. Исходя из этого, граница ореола измененных пород может проводиться по значению светосуммы ИТЛ, равной 300 условных единиц. Подобную форму картирования следует рассматривать как переходную к изображению изменчивости признака с помощью изолиний. Этот способ позволяет достигать максимальной достоверности локального прогноза рудообразования, но требует значительных затрат сил и времени на проведение исследований большого количества проб, равноверно отобранных на изучаемой площади. В зависимости от количества картируемых элементов и объема информации по каждому из них может применяться несколько форм картирования обеспечивающих полноту отображения полученных минералогических данных и наглядность устанавливаемых закономерностей. Различные формы картирования минералогических признаков будут приведены ниже при рассмотрении видов картирования. Следует лишь добавить, что минерало-

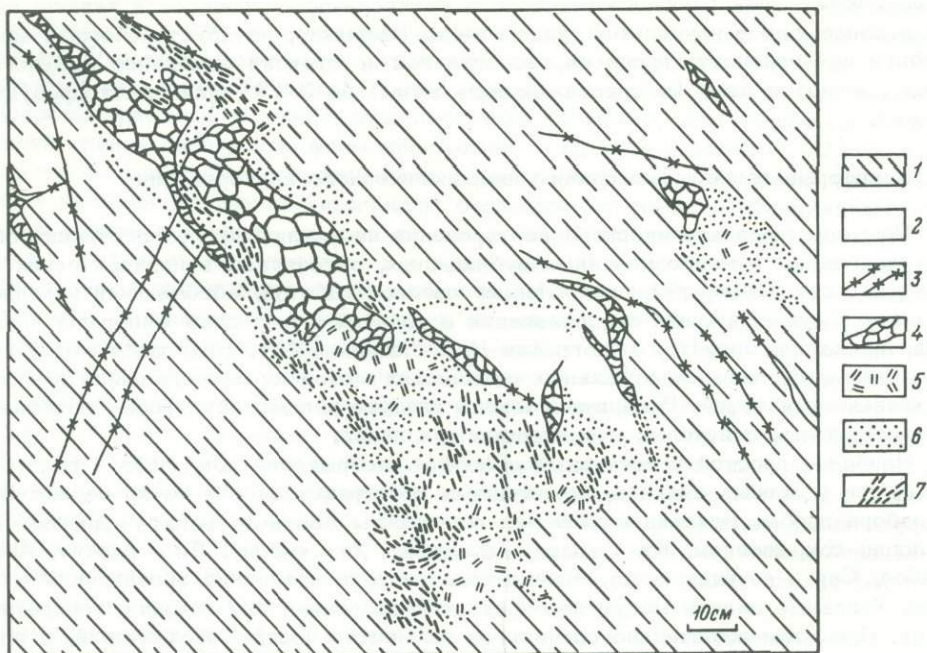


Рис. 5. Пример крупномасштабной минералогической документации околожильных метасоматитов.

1 - кристаллические сланцы; 2 - бесструктурный элювий; 3 - трещины с гетитом; 4 - кварцевая жила; 5 - хлорит; 6 - альбит; 7 - крупночешуйчатый мусковит.

гические данные вдоль картировочных профилей могут выноситься в виде графиков, непрерывных и пунктирных гистограмм.

Целевая направленность минералогического картирования, методика его проведения во многом зависит от масштаба работ. Выше мы подчеркивали, что минералогическое картирование представляет собою составную часть комплексных геологических исследований, поэтому их масштаб должен соответствовать принятой детальности работ. Естественно, в районах развития однородных толщ горных пород без видимых признаков их рудоносности или проявления наложенных процессов минералообразования масштаб минералогических исследований может меняться в сторону понижения их детальности и, наоборот, следы активных минералообразующих процессов заставляют повышать детальность и укрупнять масштаб исследований. Подобный принцип не противоречит требованиям к организации геологосъемочных, поисковых и разведочных работ.

Минералогические исследования проводятся на всех стадиях геологоразведочных работ, в соответствии с которыми минералогическое картирование подразделяется на мелкомасштабное (1:100 000 и мельче), среднемасштабное (1:50 000–1:25 000) и крупномасштабное (1:10 000 и крупнее). Помимо этого, целесообразно выделять крупномасштабную (детальную) минералогическую документацию (1:1 до 1:50), а также внемасштабное картирование, заключающееся в отборе одиночных эталонных или обзорных проб с целью получения предварительной минералогической информации в процессе рекогносцировочного обследования проектируемого района работ. В связи с этим пробы могут отбираться не только в естественных условиях, но также из музейных коллекций или из фондовых дубликатов проб, сохранившихся после проведения работ в районе в предшествующие годы. К сожалению, при проектировании и при подготовке к полевым работам детально изучаются

рукописные фондовые и опубликованные материалы по району, но практически не отводится время на просмотр коллекций штуфов, проб, шлифов, в результате которого на базе новых методических и научных представлений могут быть обнаружены важные, ранее неизвестные факты, требующие проверки в полевых условиях.

Мелкомасштабное минералогическое картирование сопутствует региональным геолого-геофизическим исследованиям и направлено на выявление признаков процессов рудообразования, определение по этим признакам возможного формационного типа рудопроявлений и их перспективная оценка по совокупности минералогических, геолого-структурных и геофизических (геохимических) данных с подсчетом прогнозных ресурсов по категории P_3 . При этих работах важное значение приобретает оценка геологических структур: выделение „сухих“, рудоподводящих и рудовмещающих тектонических нарушений. По комплексу геолого-минералогических данных методом аналогии может быть получена и предварительная технологическая оценка как района в целом, так и отдельных прогнозируемых рудопроявлений [7]. Решение базируется на определении рудных и сопутствующих им минералов в различных геологических объектах. При этом подчиненное значение имеют лабораторные исследования, направленные на оценку интенсивности и масштаба рудообразования. В то же время необходимы исследования примесного состава минералов, их морфологические особенности, способы образования, некоторые физические параметры, признаки последующих механических и химических преобразований. Так, при встрече кварцевых жил необходимо установление их структурно-текстурных особенностей (в частности, позднего метаморфизма), параметров ИТЛ, наличия рудных и сопутствующих им минералов.

Среднемасштабное картирование отличается от мелкомасштабного большей детальностью, систематичностью, целенаправленностью на выявление перспективных участков (рудных полей).

Крупномасштабное картирование сопровождается либо поисковые, либо разведочные работы. В первом случае основная задача картирования – выявление конкретных месторождений и рудных тел, а также их оценка, при которой учитывается весь комплекс геологических данных. Подсчет запасов по категории C_2 и прогнозных ресурсов по категории P_1 как результат поисково-оценочных работ выдвигает необходимость технологических испытаний руд, а следовательно, минералогическое картирование с выделением основных природных типов руд. Каждый тип картирования должен учитывать интересы как поисков, так и оценки рудных тел и месторождений, для чего первостепенное значение приобретает изучение минерального состава рудных тел, изменчивости состава минеральных парагенезисов и свойств рудных и сопутствующих им минералов.

Крупномасштабные минералогические исследования при разведочных работах имеют технологическую направленность, в связи с чем элементами картирования становятся минералы и особенности минералов, оказывающих влияние на ход технологических процессов [19]. Размер зерен и их морфология, примеси, появление в рудах карбонатов, слоистых силикатов и т.д. – все эти признаки привлекают внимание технологов, а следовательно, должны являться элементами минералогического картирования.

Крупномасштабные поисковые минералогические исследования используются даже на стадиях детальной и эксплуатационной разведки с целью выявления слепых рудных тел на глубоких горизонтах и на флангах месторождений. Они особенно важны в связи с возможной сменой морфологии и способа образования рудной минерализации: например, одиночные крупные жилы с глубиной сменяются порой мелкопрожилковыми зонами, прожилково-вкрапленными и вкрапленными (метасоматическими) рудами. Наличие такой зональности требует широкого привлечения минералогических исследований к поисковым работам, изучение минерального состава руд в дальнейшем будет учитываться при выделении природных типов руд и их предварительной технологической оценке.

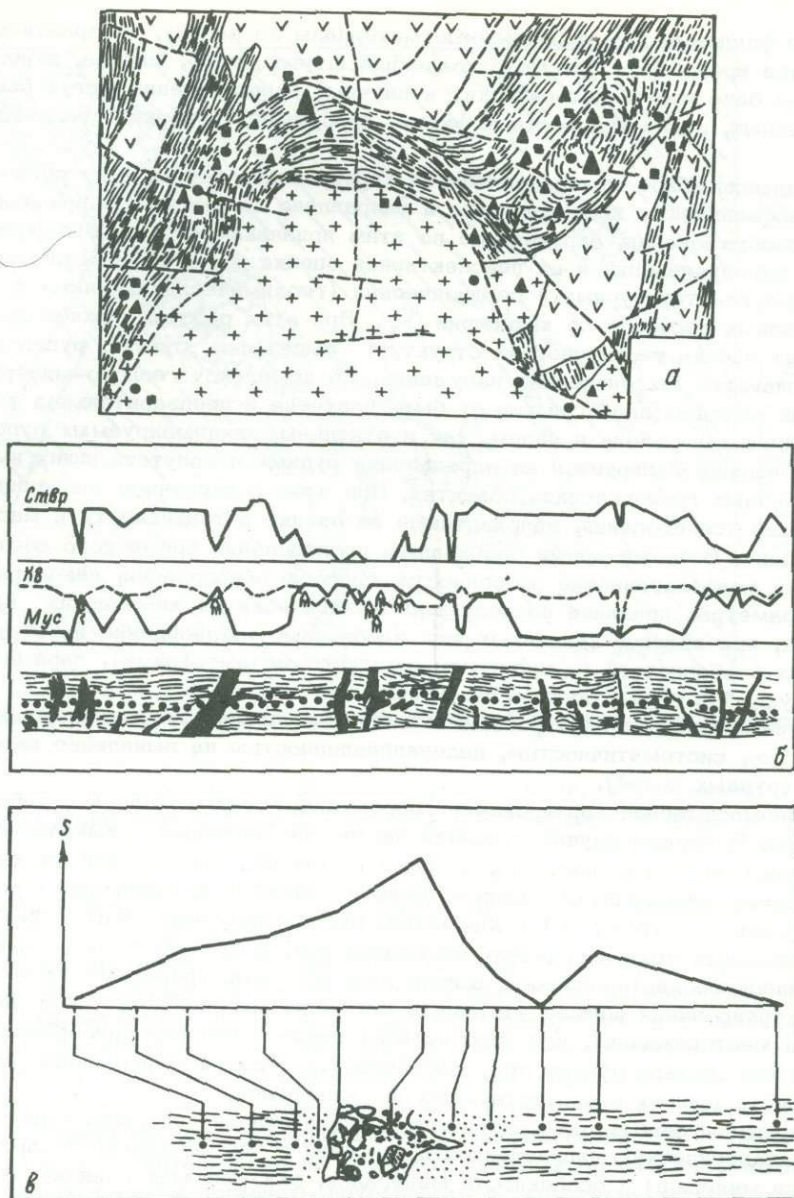


Рис. 6. Виды минералогического картирования.

а - точечное; б, в - линейное; г, д - площадное (заштрихованы ореолы распространения пирита (Пи) и рутила (Ру), площади максимального распространения флюгопита в вертикальном разрезе скарново-рудного тела - рис. 6, д); е - комбинированное (площадное в изолиниях степени изменчивости метавулканитов и точечное для характеристики жильных тел). 1 - кристаллические сланцы и другие метаморфические породы; 2 - гранитоиды; 3 - серпентиниты, основные вулканиты; 4 - тектонические нарушения; 5 - кварцевые жилы; 6 - хрустальные гнезда с зонами изменений; 7 - жилы молочно-белого крупнокристаллического кварца с различной степенью изменений; 8 - то же, для кварц-карбонатных жил; 9 - жилы стекловидного кварца; 10 - жилы грануломорфного кварца; 11 - кристаллы кварца; 12 - места отбора проб. Мус - мусковит; Ствр - ставролит; S - светосумма ИТЛ породобразующего кварца.

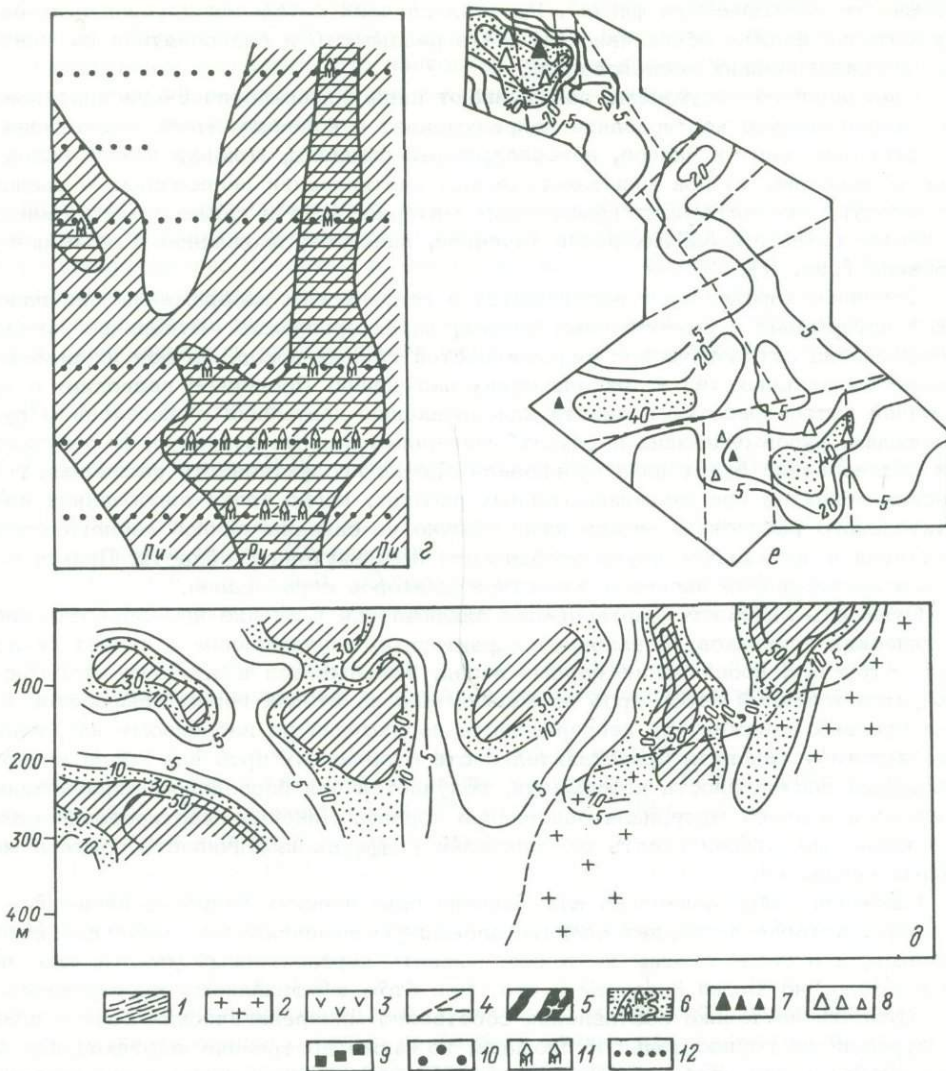


Рис. 6 (продолжение).

Крупномасштабная детальная минералогическая документация имеет целью установление возрастных взаимоотношений минералов и их парагенезисов и закономерностей их распространения в рудном теле. Для этого выполняются зарисовки в обнажениях и на стенках горных выработок участков с наиболее выразительными признаками изучаемых явлений, а также штуфов, шлифов, аншлифов. В некоторых случаях производится „картирование“ отдельных минеральных индивидов, выявляется их анатомия, изменчивость состава и свойств по зонам и пирамидам нарастания, для чего могут использоваться различные локальные методы исследования (лазерный и электронно-зондовый микроанализ, определение отражательной способности, твердости, электрических и других свойств), которые позволяют производить документацию с увеличением изображения объекта. Изображения документируемых участков должны максимально приближаться к реальному виду с ограниченным использованием условных контуров и штриховок. Такая зарисовка может заменяться фотодокументацией или комбинированием фотографии и зарисовки

(на фотографии графически поднимаются отдельные элементы для большей выразительности наблюдаемого факта). Во всех случаях детальная крупномасштабная документация должна объективно отражать реальность и базироваться на тщательных минералогических исследованиях.

Специального обсуждения заслуживают виды минералогического картирования. Если геологическое картирование подразумевает в конечном итоге составление соответствующих карт и планов, а всевозможные разрезы, колонки имеют вспомогательное значение, то при минералогическом картировании целесообразно расширить номенклатуру окончательных графических материалов, а в связи с этим выделить в качестве самостоятельных видов точечное, линейное, площадное и объемное картирование (рис. 6).

Точечное картирование заключается в графическом изображении минералогической информации в разрозненных точках, характеризующих отдельные пробы, отобранные из литологических разновидностей горных пород, из зон их изменений, а также из жильных тел и тектонических нарушений. Последнее позволяет с достаточной достоверностью провести классификацию нарушений с выделением рудоподводящих, рудовмещающих и „сухих“ минерализованных структур. В результате этих исследований будет дана прогнозная оценка продуктивности различных геологических объектов при мелкомасштабных работах, когда точки опробования из-за значительного расстояния между ними обычно не связаны единой геологической структурой и не характеризуют особенности промежуточной области. Примером точечного картирования является известное шлиховое опробование.

Сущность линейного картирования заключается в оценке изменчивости минералогических признаков по наиболее характерным направлениям – вкрест геологических структур, простираению горных пород, жильных тел и т.д. Для этого используется точечный отбор проб по маршрутам, из стенок горных выработок и керн буровых скважин при непрерывности наблюдений по избранному направлению, позволяющим установить представительство отобранных проб для всего интервала. Наибольшая достоверность информации, получается при бороздовом опробовании с выделением в пробу материала однородной породы. Линейное картирование может быть любых масштабов вплоть до получения графиков изменчивости состава минеральных индивидов.

Наиболее представительно для решения практических вопросов площадное картирование, которое позволяет оценить площадную изменчивость минералогических признаков, а в связи с этим не только выявить перспективный участок или минеральное тело, но также оконтурить его. При этом к площадному картированию следует относить не только составление собственно минералогических карт и планов как проекций на горизонтальную площадь, но также построение вертикальных минералогических разрезов, имеющих решающее значение при выявлении системы субгоризонтальных тел. Именно на продольных вертикальных проекциях (разрезах) наиболее наглядно отображается изменчивость минерального состава по простиранию и на глубину, изменчивость морфологии и свойств минералов рудных тел.

Площадное картирование путем построения контуров ореолов или изолиний проводится на основе системы равномерно отобранных по площади точечных проб или путем обобщения данных по результатам линейного картирования. В любом случае этот вид работ сопряжен со значительными затратами сил и средств, поэтому его проведение должно быть связано с производственной необходимостью.

Объемное минералогическое картирование наиболее полно отражает пространственную изменчивость признаков, но его техническое осуществление достаточно затруднительно и обычно сводится к составлению серии параллельных планов или разрезов. В других случаях могут составляться блок-диаграммы и даже стереографические фигуры объемных минералогических границ. При объемном картировании наглядность минералогической информации может достигаться созданием прозрачных моделей из погоризонтных планов (карт) или разрезов, нанесенных на пластины оргстекла.

Для оценки перспектив участков и рудопроявлений целесообразно составление совмещенных графических материалов, на которых, например, площадное картирование дополняется точечным. Это позволяет на фоне развития метасоматических пород или областей распространения тех или иных минералов показать особенности выявленных минеральных тел.

* * *

Изложенное выше показывает необходимость использования для решения широкого круга научных и практических задач различных типов и видов минералогического картирования. При этом в каждом конкретном случае должны выбираться наиболее информативные и простые по методам выявления минералогические признаки — элементы картирования, что определит эффективность геологоразведочных работ и рациональность производимых затрат на минералогические исследования.

Л и т е р а т у р а

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., 1974. 212 с.
2. Вертушков Г.Н. Минералогическое картирование // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972. С. 2-12.
3. Гинзбург А.И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геолого-разведочных работ // ЗВМО. 1976. № 5. С. 513-528.
4. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. М., 1981. 240 с.
5. Григорьев Д.П., Евзикова Н.З., Зидарова Б. и др. Кристалломорфологическая эволюция минералов // Серия препринтов „Научные доклады“. Коми филиал АН СССР. Вып. 76, 1981. 28 с.
6. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М., 1984. 143 с.
7. Изюитко В.М., Устинов И.Д., Ягольницер М.А. Геолого-минералогические основы прогнозирования технологических показателей переработки руд // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л., 1983. С. 129-145.
8. Кузнецов Г.В., Коваль В.Б., Тарашан А.Н. Использование рентгенолюминесцентных характеристик полевого шпата для минералогического картирования с целью прогнозной оценки рудоносности альбититов // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 83-87.
9. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И. Роль минералогических исследований в повышении эффективности геолого-разведочных работ // ЗВМО. 1977. № 1. С. 17-29.
10. Марин Ю.Б. О соотношении теоретических и прикладных исследований, теоретическом и эмпирическом подходах в минералогии // Тезисы докладов Всесоюзного совещания „Теория и методология минералогии“. Т. 1. Сыктывкар, 1985. С. 49-51.
11. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., 1975. 326 с.
12. Методы минералогических исследований; Справочник / Под ред. А.И. Гинзбурга. М., 1985. 480 с.
13. Методы минералогического картирования и поисковой минералогии // Сб. научн. трудов: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1986. 86 с.
14. Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий. Свердловск-Миасс, 1983. 170 с.

15. Н и к и т и н В.Д. К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений // ЗВМО. 1959. № 5. С. 604-609.
16. Н и к и т и н В.Д., Р у н д к в и с т Д.В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования // ЗВМО. 1967. № 5. С. 597-607.
17. П а в л и ш и н В.И. Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. Киев, 1983. 232 с.
18. Р е в н и ц е в В.И. Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы страны и основные задачи ее формирования как нового научного направления // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л., 1983. С. 4-20.
19. Технологическая минералогия главнейших промышленных типов месторождений. Л., 1987. 200 с.
20. Ф е р с м а н А.Е. Пегматиты. Т. 1. // Избранные труды. Т. 6, 1960. 742 с.
21. Ч е с н о к о в Б.В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов: (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале) // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. с. 27-37.
22. Ш а ф р а н о в с к и й И.И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974. 150 с.
23. Э ш к и н В.Ю. Влияние вмещающих и подстилающих горных пород на формирование типоморфных парагенезисов минералов гидротермальных месторождений // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л., 1979. С. 60-69.
24. Э ш к и н В.Ю. Принципы количественной оценки интенсивности процессов минералообразования при поисках, разведке и перспективной оценке месторождений полезных ископаемых // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 39-48.
25. Э ш к и н В.Ю. Хрусталеносные метасоматиты и их поисковое значение // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1983. С. 41-49.
26. Э ш к и н В.Ю. Задачи и объекты поисково-минералогического и минералого-технологического картирования // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых: Методы минералогического картирования и поисковой минералогии. Л., 1986. С. 9-16.
27. Э ш к и н В.Ю., Б о г д а н о в а Г.Н., П е р с и н е н А.А. Термолюминесценция кварца и ее практическое значение // Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л., 1976. С. 16-30.
28. Ю ш к и н Н.П. Топоминералогия. Л., 1982. 288 с.
29. Ю ш к и н Н.П., М а т и а с В.В. Минералогическое картирование // Минер. журн. 1984. Т. 6, № 3. С. 62-73.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
ПОИСКОВОЙ МИНЕРАЛОГИИ (СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ТРУДНОСТИ)

Девиз VII съезда Всесоюзного минералогического общества „Минералогия – народному хозяйству“ целиком и полностью относится к минералогическому картированию и тем более к поисковой минералогии.

Если информация вообще становится и фактически стала товаром, т.е. тем, что покупается и продается, то минералогическая информация также начинает играть экономическую роль. В этом смысле она действительно приобретает большую реальную ценность, когда самоокупаемость и самофинансирование наших предприятий становится явью. Нет сомнения, что и в ближайшем будущем минералогическое картирование – этот старый и вновь возрожденный метод геологических исследований – будет всемерно направлен на реализацию девиза „Минералогия – народному хозяйству“. При использовании минералогической информации степень нашего незнания по геологии месторождений будет уменьшаться.

Минералогическое картирование (или съемка) – это метод (и процесс) получения и пространственного отображения различной минералогической информации: присутствие тех или иных минералов (самих минералов или их ассоциаций), свойств минералов физического, химического, структурного, биологического, экономического, онтогенетического или иного характера. Более широко это определение можно сформулировать следующим образом: минералогическое картирование (МК) – это метод получения разнообразной минералогической информации путем непосредственного наблюдения в поле или с помощью специального опробования с детальностью, соответствующей масштабу картирования на данном геологическом объекте, для изображения на плоскостных или объемных картах-моделях, разрезах, блок-диаграммах и т.п. количественной или качественной характеристики минералов.

Первым итогом создания и составления минералогических карт являются минералогические карты первого поколения. К сожалению (если не считать обширных шлиховых карт), такие минералогические карты созданы в основном в научных учреждениях, в меньшей степени в производственных организациях, хотя в последние годы имеются рекомендации ГКЗ по минеральному балансу и составлению карт распределения минералов.

В истории развития метода минералогического картирования можно выделить два этапа. Первый этап связан со „стихийным“ рождением этого метода в далекие времена и оформлением его в методическое направление в 1936–1952 гг. в СССР благодаря трудам А.Е. Ферсмана, Я.Д. Готмана и Н.В. Петровской. Второй период связан с возрождением этого метода в последние годы на базе современных данных благодаря работам советских ученых: Б.И. Пирогова, О.П. Иванова, Н.П. Юшкина, В.Г. Фекличева, А.Г. Жабина, А.И. Гинзбурга и многих других. Очевидно, второй этап должен завершиться разработкой научных и методических основ минералогического картирования, которые должны прочно войти в практику геолого-разведочных работ в соответствии с их стадийностью. Поскольку методологическим проблемам минералогического картирования уделялось мало внимания, постараемся в какой-то степени восполнить этот пробел.

Какие же проблемы стоят в области минералогического картирования? Даже простое перечисление различных характеристик данного вида картирования позволяет осветить ту многоаспектность, которая присуща для этого развивающегося минералогического направления. Возникает вопрос, что „дает“ минералогическое картирование? Ответ на этот вопрос содержит как теоретическую, так и практическую значимость этого вида минералогических работ. В теоретико-генетическом аспекте – это составление минералогических пространственно-временных моделей различных, особенно рудных геологических объектов. В практическом отношении минералогические карты – это основа для технологической переработки сырья, разработки технологических схем и селективной добычи – отработки месторождения.

Несомненно, что важны оба аспекта. Позволим себе остановиться на моделях более подробно, поскольку мы придаем этому научному направлению большое значение.

Отсылая читателя к различным и многочисленным публикациям по моделям, кратко сформулируем те положения, которые необходимы нам для дальнейших рассуждений.

Разнообразие моделей позволяет нам выбирать ту, которая нам необходима. Модель процесса или участка геологической территории может быть написана разным языком. В любом случае она позволяет эксплуатировать ее как заменитель реального явления. Причем следует отметить, что таких моделей может существовать бесчисленное множество, и к самому явлению эти модели могут приближаться бесконечно близко (так что самой лучшей моделью является самое явление!). Каждая модель отражает ту или иную особенность реального объекта или явления.

Минералогическая модель при картировании отражает пространственно-качественную сторону реального объекта. Какие же бывают модели? Их многообразие видно даже из простого перечисления: модели могут быть статическими и динамическими, физическими и мыслимыми (символическими или идеальными), стохастическими или причинными, количественными или качественными, теоретическими или фактографическими и т.д. Поскольку при картировании создается картографическая модель, то и позволим себе также сослаться на работу А.М. Берлянта (Образ и пространство: карта и информация, М., 1986. С. 38), где разобраны различные аспекты, связанные с картографией. Приведем отдельные цитаты: „Карта – систематизация наших знаний“, причем „при картировании создаются и теории и происходит развитие философских представлений о мире“. Карта (по Санищеву) „играет двоякую роль: как средство исследования и как его предмет в виде модели, заменяющей реальное явление.“ Основной метод анализа карт – сравнительный, а ведущий принцип – творческая интуиция. В работе А.М. Берлянта показан общий подход к картографическим моделям, принципы и свойства модели и моделирования. Безусловно, для минералогических карт – это задачи на будущее. Географические карты вообще и различные их разновидности в частности несомненно прошли бóльший путь в своем развитии, однако и минералогические карты становятся существенным фактором в деле познания земных недр, поэтому заимствование положительного опыта имеет весьма большое значение при разработке и методологии составления минералогических карт.

Под научными основами картирования мы понимаем всю совокупность знаний по геологии месторождений, закономерностям распределения рудной и иной минерализации, генетическим законам физико-химических и иных процессов, которые были получены геологами и минералогами.

Весьма показательно отражение этих основ в различных геолого-генетических моделях. Именно модель объекта или процесса с применением системного подхода позволяет оперировать с этим объектом более удобным способом. Модель – своеобразный код геологического объекта. Безусловно, создание такого „закодированного“ образа является далеко не легкой задачей, тем не менее недавно прошедшие

в Новосибирске конференции, посвященные моделированию геологических процессов, показывают, с одной стороны, перспективность этого пути (хотя такие модели фактически создавались уже давно, только не было современной терминологии и описание шло в других терминах), а с другой — большую заинтересованность геологической общественности, о чем свидетельствуют многочисленные доклады и статьи, посвященные этому вопросу. И хотя нет еще общепринятых понятий, имеется разнобой даже в понимании конечных целей моделирования, несомненно одно, что систематизация наших знаний в виде моделей приводит и к большому практическому эффекту, так как на базе этих моделей начинает строиться стратегия поисков и разведки месторождений, а также их прогноза.

В качестве иллюстраций приведем первую предварительную разработку автора по созданию геолого-генетической модели, в которой сделана попытка иллюстрировать и проблему образования самих редкометалльных гранитов, и наметить тот диапазон геологических объектов, где необходимо вести поисковые работы. Эта модель должна послужить тем „кодом“, который позволит (если он правильно вскрывает суть явлений) продуктивно вести поисковые работы.

На рис. 1 дана иллюстрация геолого-генетической модели образования редкометалльных гранитов. В данной схеме отражены как представления автора, так и некоторые положения других ученых. Так, вывод о неравномерности распределения тантала в земной коре базируется на представлениях А.А. Беуса, М.Г. Руб, В.С. Коптева-Дворникова и др. о металлогенетических специализациях, но в то же время в противоположность им не отвергаются идеи Х.А. Абдулаева и Л.В. Таусона о том, что „все граниты потенциально рудоносны“. Это противоречие разрешается диалектическим путем: в целом по земному шару превалирует концепция о металлогенетической специализации, однако в качестве исключения в местах малоблагоприятных на тот или иной элемент именно в силу принципа, гласящего, что все граниты потенциально рудоносны, в конкретных условиях может произойти такая повышенная концентрация рассматриваемого элемента. Кстати, именно эти сложные, фактически конвергентные, случаи и призвана различать методика минералогического картирования, базирующаяся в данном случае на критериях типохимического характера (рис. 1).

Рассмотрим общий ход двух противоположных по „конечному продукту“ разных процессов. Первый — „рудный“ путь. Предполагается, что в общем случае в местах потенциально перспективных на тантал, например в Забайкалье или Памире, происходят внедрения редкометалльных гранитов. В это время скопившаяся энергия с переносом вещества в виде калиевых и, возможно, натриевых, но, безусловно, фтороносных, интрателлурических растворов, как правило, приуроченных к крупным складчатым сооружениям типа Урало-Монголо-Охотского пояса, образует в локальных структурах определенные потоки. Эти потоки „пронизывают“ магму (автохтонную магму или δ -граниты). В свою очередь из этих гранитов, глубина образования которых равна 5–10 км, на меньших глубинах выделяются интрузивные порции I, II, III фаз. Такой магматический комплекс, например кукльбейский в Забайкалье, хотя в целом и перспективен, но только в случае именно трехкратного обогащения должен „насытиться“ танталом. И в нем, уже имеющем повышенную концентрацию тантала, происходят метасоматические процессы, которые и образуют собственно танталовое месторождение.

В противоположность этому пути в местах неперспективных, где нет участков с повышенной концентрацией тантала (рис. 1, верхняя левая часть) и где образуется только одна или максимум две фазы интрузий, не образуется танталовых месторождений.

Автор далек от мысли, что изложенное является истиной в последней инстанции, более того, несомненно, что здесь много дискуссионных моментов, но нам хотелось показать ту основу (которую несомненно надо дорабатывать), на которой должны строиться поисковые работы и, в частности, проведение минералогического картирования.

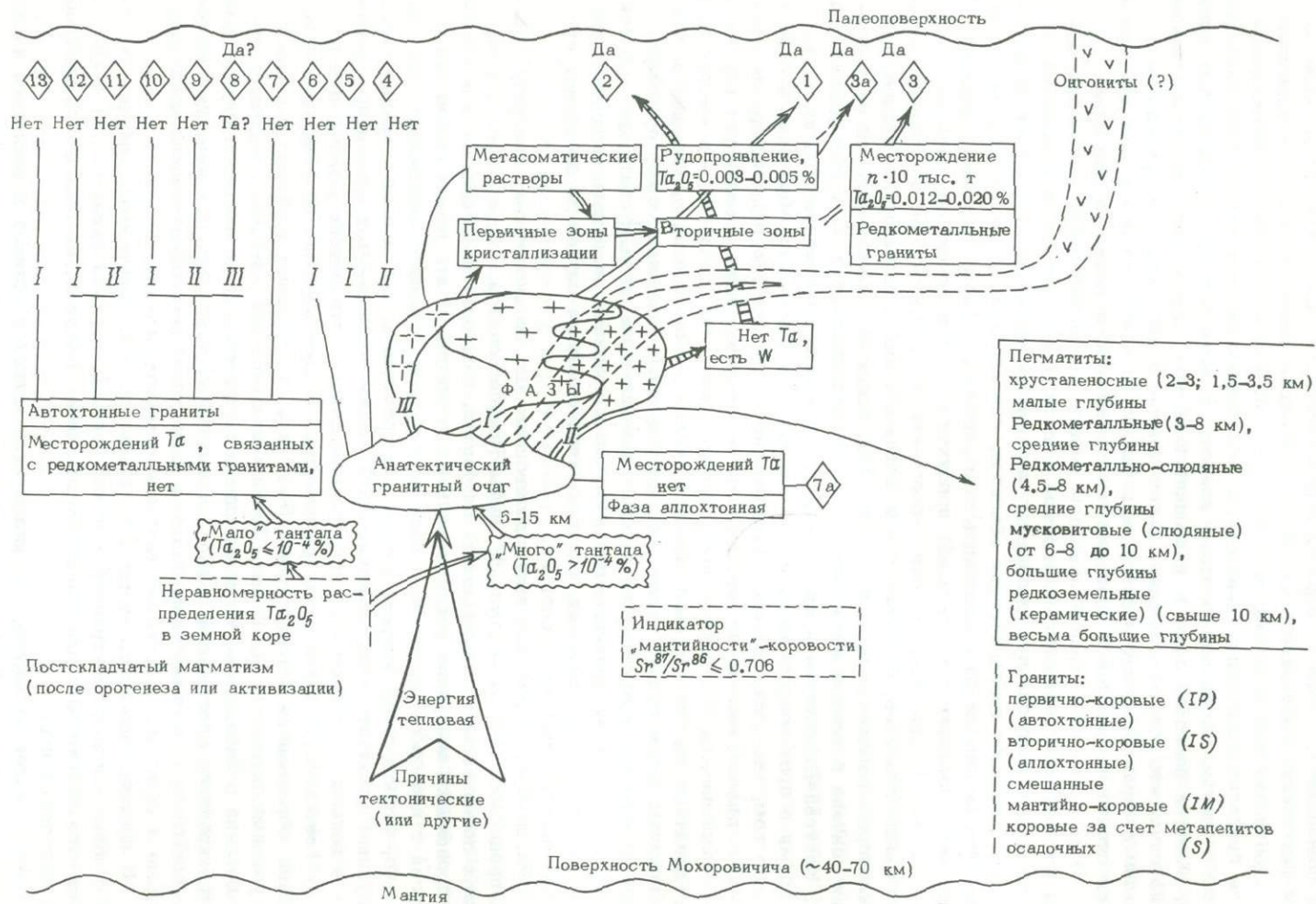


Рис. 1. Схема геолого-генетической модели образования и оценки редкометалльных гранитов.

Место и задачи минералогического картирования на различных стадиях геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые (стадии, по данным Мингео СССР, 1984 г.)

Стадия	Назначение работ	Результаты работ
Региональное геологическое изучение территории СССР	Изучение геологического строения крупных регионов полезных ископаемых в их пределах и установление минералогического облика крупных регионов	Государственная геологическая карта, на основании которой устанавливаются перспективные в отношении полезных ископаемых геологические структуры, их поисковые критерии и признаки. Геологические, геофизические и прогнозные, включая минералогические, минералого-металлогенические карты, опорные глубинные разрезы геологических регионов
Региональное геофизическое исследование м-ба 1:1 000 000 (1:500 000)	Создание геолого-геофизической основы... размещения полезных ископаемых. Влияние и анализ минералогической зональности	Минералого-металлогенические карты отдельных провинций м-ба 1:500 000 и 1:1 000 000
Региональные геолого-геофизические, геологосъемочные и пр. работы м-ба 1:200 000 (1:100 000)	Геологические, геофизические и прогнозные, включая минералогические. Изучение и обоснование поисковых, в том числе минералогических критериев	Минералогические карты с выделением потенциально-возможных гранитных комплексов (кукульбейский, куналейский, и пр.). Оценка ресурсов прогнозных редкометалльных гранитов м-ба 1:25 000 - 1:50 000. (К геологической карте - карты минералогические или минералогические карты-врезки; Спокойненский узел и пр.)
Предварительная разведка	Промышленная оценка месторождения, проведение минералогического картирования как основы выработки технологических схем и типизации руд для их геометризации	Предварительная минералого-технологическая карта массива редкометалльных гранитов (в предполагаемом контуре подсчета запасов м-ба 1:2 000 - 1:5 000).

1 ЦЕЛИ	2 ЗАДАЧИ	3 ЭЛЕМЕНТ КАРТИРОВАНИЯ (конституционный и концентрационный)	4 Объект картирования ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ												
<p>А. Практические</p> <ol style="list-style-type: none"> Поиск и открытие месторождений Поиск и открытие новой зоны на известном месторождении Общие поиски, прогноз и оценка рудных полей Геометризация разновидностей руд на рудопроявлении и месторождении <p>Б. Генетические</p> <ol style="list-style-type: none"> Выявление формационной принадлежности геологических объектов (интрузивных тел, месторождений и пр.) Определение эволюционного ряда морфологии кристаллов Определение путей движения палео-растворов 	<ol style="list-style-type: none"> Составить карту одного минерала Составить карту минеральных ассоциаций Составить карту: свойств минерала, структурно-текстурных особенностей неоднородностей (онтогенеза) Составить прогнозную карту на определенный вид оруденения (Ta, Nb, Sn, Li, Cs, сложносность и др.) 	<ol style="list-style-type: none"> Минерал и его концентрация (колумбит, кварц и др.) Ассоциация (полевой шпат + кварц и др.) Свойства: <ul style="list-style-type: none"> Физические: плотность, цвет, оптические параметры (ZV, Ng и т.д.), магнитность, электрические, структурные (рентгеновская плотность, параметры ячейки и т.д.), кристалломорфология, ИКС и др. Химические (содержание элемента, растворимость и т.д.) Онтогенетические особенности („скелетность“, „кривогранность“ кристаллов) Физико-химические (P, T, концентрация растворов и др. параметры) Пути движения палеорастворов (по изменению давления P в минералах) 	<ol style="list-style-type: none"> Редкометалльные граниты Пегматиты Кварц-касситеритовые месторождения Кварц-вольфрамитовые месторождения и др. (морфология, размеры рудных тел и пр.) 												
5 СТАДИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ И МАСШТАБ КАРТИРОВАНИЯ															
<ol style="list-style-type: none"> Региональное геологическое изучение территории СССР <p>РЕГИОНАЛЬНОЕ СРЕДНЕМАШТАБНОЕ</p> <p>1:100000 и 1:500000 1:200000 (1:100000)</p>	<ol style="list-style-type: none"> Геолого-съёмочные работы <p>1:50000 (1:25000) 1:25000 - 1:50000</p>	<ol style="list-style-type: none"> Поисковые работы <p>КРУПНОМАШТАБНОЕ</p> <p>1:25000 -</p>	<ol style="list-style-type: none"> Поисково-оценочные работы <p>1:10000</p>												
<ol style="list-style-type: none"> Предварительная разведка <p>ДЕТАЛЬНОЕ</p> <p>1:2000 и детальнее</p>	<ol style="list-style-type: none"> Детальная разведка <p>1:2000 и детальнее</p>	<ol style="list-style-type: none"> Доразведка <p>а) неосвоенного (резервного) б) разрабатываемого</p> <p>ДЕТАЛЬНОЕ</p> <p>1:2000 и детальнее</p>	<ol style="list-style-type: none"> Эксплуатационная разведка <p>1:2000 и детальнее</p>												
6 СРОКИ РАБОТ															
<ol style="list-style-type: none"> Плановмерное <ul style="list-style-type: none"> 1 год 2 года 3 года Специальные задания <ul style="list-style-type: none"> 3 месяца Экспрессные задания <ul style="list-style-type: none"> 6 месяцев 															
7 КОЛИЧЕСТВО ПРОБ ТОЧЕК НАБЛЮДЕНИЯ															
<ol style="list-style-type: none"> Объем исследования <ul style="list-style-type: none"> Большой Средний Малый Степень геологической неоднородности <ul style="list-style-type: none"> Весьма большая неоднородность Средняя неоднородность Простое сложение Количество проб 															
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width: 60%;">Характер геологического объекта</th> <th style="width: 20%;">Пробы (штук)</th> <th style="width: 20%;">Точки наблюд. (штук)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>I Простое сложение</td> <td>50</td> <td>500</td> </tr> <tr> <td>II Средняя неоднородность</td> <td>100-200</td> <td>1000-2000</td> </tr> <tr> <td>III Всяма большая неоднородность</td> <td>300->300</td> <td>3000->3000</td> </tr> </tbody> </table>				Характер геологического объекта	Пробы (штук)	Точки наблюд. (штук)	I Простое сложение	50	500	II Средняя неоднородность	100-200	1000-2000	III Всяма большая неоднородность	300->300	3000->3000
Характер геологического объекта	Пробы (штук)	Точки наблюд. (штук)													
I Простое сложение	50	500													
II Средняя неоднородность	100-200	1000-2000													
III Всяма большая неоднородность	300->300	3000->3000													

<p style="text-align: center;">8</p> <p>СПОСОБ ВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ (ОПРОБИРОВАНИЕ-ДОКУМЕНТАЦИЯ)</p> <p>А. Без передвижной лаборатории Б. С передвижной лабораторией</p>	<p style="text-align: center;">9</p> <p>ВИД МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА</p> <p>А. Категория анализов 1. Визуальный 2. Качественный 3. Полуколичественный 4. Количественный</p> <p>В. Виды количественных минералогических анализов 1. Оптико-весовой (массовый) 2. Рентгенофазовый 3. Химико-фазовый 4. Химико-расчетный 5. Магнитометрический 6. ИКС-метрия 7. ЯМР-метрия 8. ЭПР-метрия 9. ЯГР-метрия</p>	<p style="text-align: center;">10</p> <p>СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ</p> <p>1. Ручной (+счеты) 2. С помощью перфокарт ручной сортировки 3. На микроальюляторах 4. На мини ЭВМ 5. На ЭВМ 6. Математическая обработка (определение среднего содержания, выявление закона распределения и др.)</p>	<p style="text-align: center;">11</p> <p>СПОСОБЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ И НАНЕСЕНИЯ НА КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ</p> <p>1. Изолинии равных качеств или характеристик (изокоцентрации) 2. Качественные характеристики („есть“ + „нет“) 3. Графопостроители (использование) 4. Графический дисплей</p>			
<p style="text-align: center;">12</p> <p>КАТЕГОРИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ</p> <p>1. Площадное 2. Объемное 3. Комбинированные виды: а) геохимико-минералогическое б) петрографо-минералогическое в) геолого-минералогическое г) технолого-минералогическое</p>	<p style="text-align: center;">13</p> <p style="text-align: center;">СТОИМОСТЬ РАБОТ</p> <table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td data-bbox="649 565 830 722"> <p>А. Общая стоимость</p> <p>1. 10 000 руб. 2. 20 000 руб. 3. >20 000 руб.</p> </td> <td data-bbox="830 565 1033 722"> <p>Б. Стоимость по этапам</p> <p>1. Составление проекта 2. Проведение полевых работ 3. Проведение анализов</p> </td> <td data-bbox="1033 565 1652 722"> <p>В. Цены</p> <p>На отдельные виды анализов (1 минералогический анализ ≈100 руб)</p> </td> </tr> </table>			<p>А. Общая стоимость</p> <p>1. 10 000 руб. 2. 20 000 руб. 3. >20 000 руб.</p>	<p>Б. Стоимость по этапам</p> <p>1. Составление проекта 2. Проведение полевых работ 3. Проведение анализов</p>	<p>В. Цены</p> <p>На отдельные виды анализов (1 минералогический анализ ≈100 руб)</p>
<p>А. Общая стоимость</p> <p>1. 10 000 руб. 2. 20 000 руб. 3. >20 000 руб.</p>	<p>Б. Стоимость по этапам</p> <p>1. Составление проекта 2. Проведение полевых работ 3. Проведение анализов</p>	<p>В. Цены</p> <p>На отдельные виды анализов (1 минералогический анализ ≈100 руб)</p>				

Рис. 2. Методические основы минералогического картирования (этапы и стадии).

Те случаи, когда „руда“ не обнаружена, безусловно, тоже должны фиксироваться. Особенно это важно в наш кибернетический век, когда без ЭВМ уже не мыслятся многие отрасли. Геология тоже компьютеризируется, важно это и для минералогического картирования, которое, с одной стороны, может проводиться с использованием графопостроений, а с другой — вполне мыслимы телевизионные игры, когда проигрываются различные ситуации. Модель, нарисованная выше (или другая), может быть проиграна при выработке стратегии поисков и, в частности, для проведения минералогического картирования. Разные варианты, разные подходы, разные ожидаемые результаты позволят, с одной стороны, повысить эффективность работ, а с другой — снизить затраты на них.

В той последовательности этапов и стадий картирования, которая отражена на рис. 2, безусловно, могут быть перестановки и сокращения. Мы попытались для каждого из этапов дать свои предложения. Поскольку выработка инструкций — самостоятельное задание, в этой статье мы приведем только отрывки в качестве примера. Выберем стадию поисков и детальную разведку (см. таблицу).

В пределах этих стадий намеченная последовательность операций, безусловно, должна иметь свою специфику. Однако для простоты рассуждения коротко опишем каждую особенность картирования (этап), причем упор будет сделан на целесообразность и экономичность предлагаемых действий (рис. 2).

Кроме самых тривиальных практических целей (1) — поиск и открытие месторождений, имеющих, безусловно, самое важное значение, — наиболее рациональными для минералогического картирования являются работы по геометризации недр на основе выделения минералогических разновидностей руд. Однако не только чисто практические, утилитарные цели можно и должно ставить и осуществлять на базе минералогического картирования, но цели теоретического плана (или, точнее, генетического). Например, весьма заманчива цель определения путей движения палеорастворов, отлагавших ту или иную руду. Решается это на базе измерений давлений по данным газовой-жидких включений в минералах. Кроме несомненного теоретического выхода такая работа несомненно имеет и практический аспект (вообще как всякая хорошая теория).

Понятия цели (1) и задачи (2) нами разделены. Нам представляется, что перечень задач, безусловно, можно увеличить, поэтому по мере накопления опыта очевидно, такой „пакет“ задач есть смысл время от времени публиковать (хотя в наше время и появился новый, коммерческий аспект, поэтому несомненно на очереди стоит юридическое оформление „ценных мыслей“, имеющих, по признанию авторитетных специалистов, немалую стоимость). Остановимся на одной задаче: составление прогнозной карты. Отметим при этом большое значение именно минералогического картирования для целей прогноза. Прогноз может идти по разным направлениям. Например, прогноз оруденения может быть осуществлен на основании картирования какого-либо типоморфного свойства или, точнее, минерала-индикатора, который указывает на наличие оруденения. Примером могут служить карты распределения фосфата — пурпурита, как правило, развивающегося по сиклериту-литнофилиту, в свою очередь ассоциирующего со сподуменом, т.е. наличие литиевое оруденение по косвенным параметрам, причем оно даже (в оценке) точнее, чем прямое определение лития. Дело в том, что пурпурит, этот яркий и броский минерал (почему его очень удобно картировать), может и не содержать лития.

Другой пример относится к прогнозу технологических свойств. Фактически составляется карта, но по данным или на основании гранулометрических и иных минералогических параметров. Такие прогнозные карты несомненно имеют и в дальнейшем будут иметь большую экономическую ценность, так как при разработке технологических схем переработки, а особенно уже при эксплуатации месторождения можно заранее запланировать тот или иной выход концентрата и его качество.

Элемент картирования (3), или единственный элемент картирования, — очень важный и до конца среди минералогической ответственности не выработанный окон-

чательно принцип картирования. Действительно, что надо или что нужно картировать? Казалось бы, вопрос довольно ясен: картировать надо то, что может иметь практический или теоретический смысл. Но возникает вопрос: Можно и нужно ли картировать ассоциации минералов? С одной стороны (некоторые критики так говорят), это уже петрографическое картирование, а с другой, если мы картируем ассоциацию, то как в ней установить процентные содержания, хорошо ли, если сама ассоциация имеет постоянный состав, а если и в ней имеются колебания, то как выразить это на карте? Далее, нередко задаются прямые вопросы о целесообразности вообще нанесения минералогической ассоциации на карты, не проще ли, не целесообразнее ли наносить геохимическую информацию, коль скоро речь идет о руде? Правда, по решению ГКЗ, сейчас не принимаются материалы, если не составлены балансы поминеральные на тот или иной элемент, особенно в случае, когда имеются несколько рудных минералов. Более того, карты распределения этих минералов — фактически минералогические карты с изоконцентрациями таких минералов также стали требованием ГКЗ. В этих условиях вряд ли целесообразно подвергать сомнению необходимость проведения подобных работ, тем более что промышленность уже пришла к выводу о необходимости составления таких карт. Что касается номенклатуры карт, то ответ может быть один: будут карты, а названия им можно всегда корректное дать. Первое предложение, относящееся к картированию двух и более минералов (но нами при этом предлагается учитывать обязательно структуру и текстуру пород!), называть такие карты минерало-петрографическими. Но об этом будет сказано несколько ниже.

Генетический тип геологического тела (4), в частности месторождения, имеет в виду, что перед картированием весьма важно иметь „код“ геологического объекта, записанный в виде модели или описания генетического типа геологического объекта и возможных процессов, которые могут быть отражены при проведении минералогического картирования. Такие сведения, как уже отмечалось выше, весьма полезны для корректной постановки задачи и выбора цели при проектировании работ по минералогическому картированию. Не поясняя в деталях, отметим только, что при рассмотрении такой модели объекта или процессов естественно при проведении минералогического картирования имеет место и обратная связь, когда первоначальные схемы корректируются вследствие проведенных минералогических работ. Так, на основании проведенных работ по минералогическому картированию редкометалльных гранитов пришлось изменить первоначальные представления о сплошных зонах повышенной концентрации вблизи контактов с вмещающими породами и заменить такие зоны на зонально-мозаичное распределение оруденения.

По поводу масштабов минералогического картирования (5) следует сказать следующее. Безусловно, наибольшее распространение получили детальные карты, поэтому в литературе неоднократно высказывались предложения об ограничении масштабов „сверху“, т.е. некоторые даже крупные исследователи выражали сомнения в целесообразности проведения минералогического картирования в масштабе 1:200 000 и тем более 1:500 000 или 1:1 000 000. Сейчас уже можно смело говорить, что эти сомнения постепенно рассеиваются. Действительно, благодаря сотрудникам сыктывкарской минералогической школы (школа Н.П. Юшкина), частично геологам Средней Азии и др. становится ясным, что если металлогенические карты составляются практически в любом масштабе (для разных целей, естественно), то и минералогические карты могут быть любого масштаба. Оказалось, что мелкие масштабы несут иногда самую неожиданную информацию, такую, которую нельзя получить при изучении земной территории в более крупном масштабе. Не исключено и здесь, что, не имея опыта, мы просто еще не можем представить, что дадут мелкомасштабные минералогические карты. Поэтому необходимо хотя бы в опытный порядок составление мелкомасштабных карт (а может быть, и минералогической карты всей Земли, что не лишено здравого смысла; такой опыт уже имеется, когда составлялись карты СССР к геологическому кон-

грессу). Совершенно очевидно, что проблема здесь одна: необходимо подведение итогов по минералогическому картированию и выдача „Добро“ на масштабы любой размерности, коль скоро они несут полезную (научную и практическую) информацию.

Сроки работ (6) и качество конечного продукта: кто не знает, что эти понятия связаны между собой. Между тем обычно молчаливо подразумевалось, что работа должна быть качественной, да еще в в короткие сроки. Но ведь невозможно хорошо делать быстро — это самообман. Поэтому мы выделяем ситуации, когда сроки устанавливаются планомерно, когда бывают специальные задания и когда работа выполняется экспрессно, подчеркивая тем самым, что составленные карты должны иметь разную ценность по их достоверности. Как для запасов и минеральных ресурсов выделены категории, так и для минералогических карт мы предлагаем различать карты схематические, полуколичественные и количественные, так как без таких „полуколичественных“ карт можно потратить очень много средств при составлении количественных карт, но ценность ее будет (не по затратам труда!) невысокой, тогда как полуколичественная экспрессная карта может нести очень большую и своевременную информацию. Исходя из реальных возможностей, нам представляется, что при обычной разведке срок в три года — это есть тот оптимальный срок, который должен предлагаться для ведения минералогических работ по картированию.

Все остальные особенности минералогического картирования, очевидно, должны явиться предметом специальной статьи, поэтому здесь их мы только упомянем. Несомненно, количество проб и точек наблюдений (7) имеет большое значение, поскольку еще мало опыта по обобщению результатов картирования. Мы предлагаем разделить условно объекты на три категории сложности и в зависимости от размеров объекта и его внутреннего строения выделить хотя бы примерное количество точек наблюдения и проб. Способы ведения полевых работ (8) позволяют отметить, что в настоящее время механизация полевых работ еще низкая, в основном все пробы перевозятся и обрабатываются или на базах экспедиции, или в центральных ее лабораториях. Между тем наш опыт говорит о том, что можно эффективно использовать обогатительную аппаратуру непосредственно в полевых условиях в целях получения обогащенных фракций, в частности на тяжелые танталовые минералы.

Подводя краткий итог существующим видам минералогического анализа (9), надо иметь в виду, что „старенький“ оптико-весовой (или шлиховой) метод практически полностью не может быть сейчас заменен, однако многие его моменты могут комплексироваться, в частности, бурно развивающимся рентгенофазовым количественным методом и др. Отсылая интересующихся к статьям Г.А. Сидоренко, отметим только, что и сейчас проблема метрологии минералогических анализов, их точности и правильности по-прежнему является злободневной. Способы обработки результатов минералогических анализов и их нанесения на планы и карты также, очевидно, должны быть изложены в отдельной статье. Здесь только отметим, что и графопостроители, и в целом применение ЭВМ весьма продуктивная и заманчивая ветвь, однако надо всегда помнить, что не все средства хороши для достижения конкретной цели.

Мы попытались отметить и экономическую сторону работ по минералогическому картированию. Понимая, что в первую очередь надо исходить из СУСН, автор приводит порядок цифр из своей практики и предполагает публикацию самостоятельной заметки на эту тему, так как очень велико разнообразие геологических объектов, степени их изученности и целевых установок, чтобы можно было в краткой заметке свести это многообразие к единым примерам. В целом следует, подводя итог, отметить, что, по-видимому, назрело время постановки в ВИЭМС специальных тем по разработке методических основ минералогического картирования совместно с сотрудниками профилирующих организаций.

В заключение хотелось бы коротко осветить проблемы поисковой минералогии в связи с проведением минералогического картирования. Под поисковой минералогией мы понимаем всю совокупность наших знаний, направленных на использование достижений минералогии на поиск и нахождение месторождений различных металлов или нерудного сырья. Вместе с тем, по нашему мнению, поисковая минералогия наряду с разведочной (по аналогии с разведочной геофизикой), эксплуатационной (т.е. отрасль минералогии, которая занимается минералогическими проблемами при эксплуатации месторождений), а также уже „узаконенными“ технологической, экспериментальной, экономической должны входить в более общее понятие „прикладная минералогия“, как это представляя себе Н.М. Федоровский. Такое отделение поисковой минералогии от минералогических проблем, возникающих при разведке и эксплуатации, позволяет более четко сформулировать задачи минералогического картирования.

Подведем некоторые итоги. На протяжении последних 6-10 лет бурно возродился метод минералогического картирования самых разнообразных геологических объектов. Проведены специальные совещания по минералогическому картированию в Сыктывкаре и Ильменах, Москве и других городах, сделаны сотни докладов и вышло не менее 300 работ на эту тему.

В чем трудности, какие стоят проблемы? На наш взгляд, с одной стороны — непонимание значения минералогического картирования руководством геологических служб, ведь речь идет не только о возрождении шлихового метода как разновидности минералогического картирования, но и внедрении на всех этапах геологоразведочных работ этого вида картирования. С другой стороны, надо признать, что минералогическое картирование при разведочных и эксплуатационных работах (так называемое, на наш взгляд, не совсем удачно, геолого-технологическое картирование) прочно завоевало себе место, которое действительно дает народному хозяйству ту научную основу по корректному и рациональному извлечению главных и второстепенных полезных компонентов, показывая их изменчивость свойств в пространстве, служит основой геометризации недр и т.п.

В то же время региональные работы развернуты по минералогическому картированию не в полной мере. Зачастую это тормозится тем, что и ведущие наши геологи еще не прониклись „минералогическим“ мышлением. Надо также признать, что нередко картированию минералогическому противопоставляют геохимическое. И не секрет, что дело часто объясняется довольно просто: гораздо легче взять металлотрическую пробу, отдать ее хотя бы на спектральный анализ, а результаты изобразить на карте или разрезе, „создав“ соответствующую геохимическую аномалию. Конечно, гораздо труднее на основании этих геохимических работ сделать положительный и надежный вывод о нахождении месторождения. Дело заключается в неоднозначности геохимической информации, которая не позволяет точно прогнозировать нахождение рудопроявления или месторождения. Нередко минералогические признаки и критерии в этих случаях, базирующихся на минералогическом картировании, дают значительно более высокий эффект. Разумным выводом является комплексирование работ, особенно там, где собственно геохимические поиски не дают положительных результатов.

Нами предлагается рассмотрение основ, сфокусированных или закодированных в различных геолого-генетических моделях, как базы для проведения минералогического картирования, которое в свою очередь по принципу обратной связи влияет и корректирует эти модели.

Несомненно также, что методические основы картирования минералов требуют дальнейшей разработки, не терпит отлагательства внесение предложений в номенклатуру основных понятий минералогического картирования. Поисковая минералогия, по нашему мнению, должна „разделиться“ на разведочную и эксплуатационную для выработки более строгих правил и постановки конкретных задач.

К негативным явлениям или недостаткам следует отнести отсутствие руководства и монографий по минералогическому картированию, технических средств

по отборке монофракций, полевого минералогического оборудования и экспрессных и точных (с высоким порогом определения) методов минералогического анализа.

Вместе с тем следует отметить, что:

— минералогическая информация начинает играть в общем геологоразведочном деле все большую роль, развивается минералогическое картирование, которое ведется (хотя и в разных объемах) на любых объектах и при различных масштабах;

— в ближайшее время следует внедрить в общий перечень геологоразведочных работ минералогическое картирование как необходимый вид;

— следует еще более расширить внедрение ЭВМ в практику минералогического картирования.

МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПОИСКОВ
И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ
СООТНОШЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ
ЭНДОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ

Разработанная методика минералогических поисков и прогнозирования основана на принципах региональной минералогии, включающих сравнительно-парагенетический анализ [1], на изучении региональных [5], локальных [2, 3, 4] гидротермально-метасоматических изменений, а также на установленной нами взаимосвязи метасоматической зональности локальных, региональных изменений и оруденения [7], детального изучения минерального состава руд месторождений, рудопроявлений, минеральных и геохимических аномалий.

Минералогические поиски и прогнозирование осуществляются в процессе проведения разномасштабного минералогического картирования с использованием типоморфизма минералов и их диагностики с применением рентгеновского фазового анализа в комплексе с оптико-петрографическими и геохимическими исследованиями единых литогеохимических проб. В зависимости от масштаба и целей исследований при минералогическом картировании применяются и разные виды рентгеновского анализа. Картирование полевошпатовых ассоциаций сопровождается определением аломокремниевой упорядоченности полевых шпатов съемкой их в шлифах или в порошке. Количество новообразованных минералов выявляется рентгеновским количественным фазовым анализом; соотношение слоистых минералов между собой и содержание пакетов в смешанослойных минералах определяется в ориентированных препаратах на стекле по методике, разработанной Ю.А. Швановым.

Разномасштабным минералогическим картированием в областях тектоно-магматической активизации Забайкалья в приразломных впадинах и вулканоструктурах нами установлено региональное развитие минеральных ассоциаций пропилитовой и аргиллизитовой формаций, в локальных ореолах которых формируются месторождения золота, ртути, сурьмы, низкотемпературного мелкочешуйчатого молибденита, флюорита и другие полезные ископаемые [6]. При поисковых работах исследование проводилось последовательно от изучения отдельных рудопроявлений, месторождений, рудных полей, рудоносных структурно-металлогенетических зон, развитых в зонах влияния глубинных долгоживущих нарушений. В процессе обобщения полученного материала нами [7] установлена генетическая связь локальных, региональных изменений и эпитепирмального оруденения, в соответствии с этим выявлены объемные минеральные модели месторождений, рудных полей и рудоносных структурно-металлогенетических зон, которые и используются при проведении последующих прогнозно-поисковых работ.

Минеральный состав аргиллизитов

Минералогическим картированием выявлены аргиллизиты верхнепалеозойско-нижнемезозойского, верхнеюрского-нижнемелового, верхнемелового-кайнозойского этапов активизации. В составе нижнемезозойских аргиллизитов преобладает иллитовый фациальный тип, в меньшей мере развит монтмориллонит. В составе верхнемезозойских аргиллизитов установлены каолинитовый, монтмориллонитовый, иллитовый фациальные типы региональных аргиллизитов. В локальных ореолах установлены смешанослойные минералы иллит-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит.

Содержание пакетов иллита в иллит-монтмориллоните постепенно убывает от 95-90 до 75% в кислых породах и до 60% в основных по направлению от рудных тел. В кайнозойских аргиллизитах развиты каолинитовый и монтмориллонитовый фациальные типы. Каолинит кайнозойских аргиллизитов слабо окристаллизован, часто разупорядочен по оси b . Монтмориллонит, связанный с неогеновым базальтоидным вулканизмом, триоктаэдрический, железистый, близкий к сапониту. Смешанослойные минералы развиты в ограниченном количестве. Аргиллизации в кайнозойских образованиях предшествуют опал-хлорит-цеолит-карбонатные пропилиты. В размещении минеральных ассоциаций региональных аргиллизитов установлена вертикальная зональность.

Наиболее полно фациальные типы представлены в Восточном Забайкалье, где на уровне современного эрозионного среза картируется каолинит, с глубины 300-600 м сменяющийся монтмориллонитом и иллитом. Участками монтмориллонит отсутствует, а каолинит непосредственно сменяется иллитом. Смена фациальных типов происходит постепенно. По вертикали количество каолинита уменьшается до полного исчезновения, а монтмориллонита увеличивается до образования мономинеральной монтмориллонитизации, а затем количество его постепенно уменьшается, а содержание иллита увеличивается, на глубине 400-600 мм картируются мономинеральные иллитовые аргиллизиты. Эта зональность обусловлена изменением кислотности-щелочности гидротермальных растворов, их эволюцией и взаимодействием с вмещающими породами. На глубине растворы были щелочными, о чем свидетельствует образование иллита, к поверхности они нейтрализовались с образованием монтмориллонита и в приповерхностных условиях становились кислыми, что сопровождалось кристаллизацией кварц-каолинитовых парагенезисов.

В результате воздействия аргиллизирующего раствора происходила аломокремниевая упорядоченность полевых шпатов вмещающих пород независимо от их состава. В вулканитах изменению подвергался ортоклаз основной массы, в осадочных породах - полевые шпаты обломков. Степень моноклинной упорядоченности ортоклаза в доаргиллизитовых метасоматитах составляет 0,5, в зонах аргиллизации увеличивается до 0,65-0,67.

На многих месторождениях, локализующихся в вулканитах, на минеральные ассоциации аргиллизитов в локальных ореолах накладываются низкотемпературные полевошпатовые ассоциации, представленные кварцем, альбитом и упорядоченным низкотемпературным ортоклазом. При этом ортоклаз накладывается на ореолы низкотемпературной альбитизации, часто сопровождается жилы и прожилки флюорита, низкотемпературного мелкочешуйчатого молибденита. Степень моноклинной упорядоченности ортоклаза увеличивается до 0,7-0,9, при этом установлено постепенное увеличение упорядоченности по направлению к зонам дробления, в которых развиты жилы и прожилки низкотемпературного флюорита, мелкочешуйчатого молибденита. Эти зоны сопровождаются также более интенсивным привнесом калия.

Объемные минеральные модели рудных полей и месторождений, формирующихся в аргиллизитах

На основании минералогического картирования поверхности масштаба 1:50000-1:200000 и керн скважин (масштаб 1:500-1:1000) глубиной 1-2 км выявлены объемные минеральные модели рудных полей и месторождений, локализующихся в аргиллизитах верхнеюрского-нижнемелового и мезо-кайнозойского этапов активизации.

В процессе обобщения результатов минералогического картирования установлены три объемные минеральные модели для рудных полей и месторождений верхнемезозойского и две модели для кайнозойского возраста. Объемные минеральные

модели рудных полей выявлены на основе вертикальной зональности региональных аргиллизитов, проявленной в вулканоструктурах и приразломных впадинах.

В рудных полях, вмещающих месторождения верхнемезозойского возраста, выявлено три фациальных типа аргиллизитов, соответствующих трем объемным минеральным моделям рудных полей: 1 – каолинит–монтмориллонит–иллитовой, 2 – монтмориллонит–иллитовой, 3 – иллитовой. Рудные поля каолинит–монтмориллонит–иллитового фациального типа характеризуются региональным (сотни – первые тысячи квадратных километров) развитием на уровне современного эрозионного среза каолинита, который с глубиной и по латерали сменяется монтмориллонитом и иллитом. В рудных полях монтмориллонит–иллитового фациального типа на уровне современного эрозионного среза развит монтмориллонит, с глубиной и по латерали сменяющийся иллитом. Рудные поля иллитового фациального типа отличаются тем, что на поверхности и на глубине развита иллитовая фация аргиллизитов.

Рудные поля, вмещающие месторождения мезо–кайнозойского возраста, характеризуются развитием двух фациальных типов: 1 – каолинит–монтмориллонитовым и 2 – монтмориллонитовым. В рудных полях первого типа с поверхности развит каолинит, с глубиной и по латерали сменяющийся монтмориллонитом, в рудных полях второго типа на поверхности и на глубине развит монтмориллонит. В первом и во втором случаях нижняя граница развития монтмориллонита скважинами не вскрыта. Предполагается, что на больших глубинах монтмориллонит сменяется иллитом, так же как и на месторождениях верхнеюрско–нижнемелового этапа активизации.

Объемные минеральные модели месторождений, локализующихся в аргиллизитах

В процессе обобщения результатов разномасштабного минералогического картирования нами [7] установлено, что состав внутренних зон локальных аргиллизитов соответствует составу региональных, промежуточные и внешние зоны в метасоматитах верхнеюрского–нижнемелового этапа представлены смешанослойными минералами – соответственно иллит–монтмориллонитом и хлорит–монтмориллонитом; в мезо–кайнозойских метасоматитах смешанослойные минералы развиты ограниченно, состав внутренних зон, так же как и в первом случае, аналогичен составу региональных аргиллизитов, в промежуточных и внешних зонах установлены монтмориллонит, иллит, иногда хлорит. В соответствии с составом рудных полей выявлены три объемные минеральные модели для верхнемезозойских месторождений и две – для мезо–кайнозойских.

В верхнемезозойских рудных полях первого типа – каолинит–монтмориллонит–иллитовых – оруденение формируется в локальных ореолах аргиллизитов, развитых на уровне региональной каолинизации. Внутренние части ореола представлены каолинитом, промежуточные и внешние – смешанослойными минералами: иллит–монтмориллонитом, хлорит–монтмориллонитом. В рудных полях второго типа – монтмориллонит–иллитовых – оруденение формируется на уровне развития региональной монтмориллонитизации, во внутренних частях локальных ореолов преобладает монтмориллонит, в промежуточных и внешних – иллит–монтмориллонит, хлорит–монтмориллонит. В рудных полях третьего типа оруденение образуется в иллитовом ареале, во внутренних частях ореола преобладает иллит, в промежуточном – иллит–монтмориллонит, во внешнем – хлорит–монтмориллонит.

Необходимо отметить также, что в отдельных рудных полях первого типа – каолинит–монтмориллонит–иллитовых – оруденение развивается на всех уровнях. В этом случае состав внутренних частей локальных ореолов отвечает составу региональных аргиллизитов, в промежуточных и внешних зонах развиты смешанослойные минералы. Кроме того, на отдельных рудных полях в ореолах неупорядоченных смешанослойных минералов в небольшом количестве присутствуют упорядоченные смешанослойные минералы: ректорит, корренсит, тосудит. На отдельных мес-

торожениях господствует является преобладающим минералом. Количество пакетов иллита в смешанослойном иллит-монтмориллоните не повышается, как обычно, до 90-95% по направлению к рудным телам, а составляет не более 75%, если во внутренних частях локальных ореолов развиты каолинит или монтмориллонит, и даже снижается до 40% на отдельных полиметаллических месторождениях. В метасоматитах верхнемезозойского-кайнозойского этапа активизации также состав внутренних зон локальных аргиллизитов соответствует региональным, а в промежуточных и внешних зонах развиты монтмориллонит, иллит, иногда хлорит.

Особенностью мезо-кайнозойских месторождений является приуроченность оруденения к приконтактовым частям ареалов региональных аргиллизитов каолинитового и монтмориллонитового фациальных типов. Формирование рудных тел происходит как в пределах каолинитового, так и монтмориллонитового ареалов. На месторождениях, локализующихся в каолинитовом ареале, во внутренних частях локальных ореолов развит каолинит, в промежуточных - монтмориллонит, во внешних - иллит и хлорит. Во внутренних частях локальных ореолов, развитых в ареалах монтмориллонитизации, преобладает монтмориллонит, в промежуточных - иллит и во внешних - хлорит. Если в верхнемезозойских метасоматитах оруденение обычно формируется в пределах внутренних частей ореолов, то в мезо-кайнозойских оно часто приурочено также к зоне перехода внутренних - каолинитовых частей - к промежуточным - монтмориллонитовым.

Таким образом, для верхнемезозойских месторождений, локализующихся в аргиллизитах, установлено три объемные минеральные модели: 1) каолинит-смешанослойная, 2) монтмориллонит-смешанослойная, 3) иллит-смешанослойная; для мезо-кайнозойских - две модели: 1) каолинит-монтмориллонит-иллит-хлоритовая, 2) монтмориллонит-иллит-хлоритовая.

При поисковых работах большое значение имеет выявление локальных ореолов, в которых формируются месторождения. Локальные ореолы на фоне региональных ареалов аргиллизации фиксируются по увеличению количества новообразованных минералов по промежуточным и внешним зонам, образующим ореолы, отличающиеся по составу от региональных аргиллизитов.

Например, на фоне региональной каолинизации, развитой в верхнемезозойских вулканоструктурах и впадинах, устанавливаются ореолы с более высокими содержаниями кварца и каолинита, а также ореолы смешанослойных минералов - иллит-монтмориллонита, хлорит-монтмориллонита, сопровождающиеся упорядочиванием ортоклаза вмещающих пород, или ореолы новообразованных низкотемпературных альбита и ортоклаза, являющиеся индикаторами на возможное развитие оруденения на глубине. Важным поисковым признаком является увеличение пакетов иллита с глубиной, что указывает на наличие скрытого оруденения.

Размер локальных ореолов на поверхности часто находится в прямой зависимости от масштаба рудных тел, находящихся на небольших глубинах, в то время как локальные ореолы глубоко залегающих тел иногда не выходят на дневную поверхность. Размеры локальных ореолов колеблются от первых до десятков квадратных километров. Отмечается зависимость также между количеством новообразованных минералов в региональном ареале, локальном ореоле и масштабом оруденения. Содержание новообразованных минералов в ареале 1-3%, в локальном ореоле не более 10-15% указывает на возможное образование рудопроявлений; увеличение количества новообразованных минералов в ареале до 5-10%, в ореоле до 20-30% и более позволяет предполагать возможное образование месторождений.

Размеры, характер зональности, количество новообразованных минералов в локальных ореолах являются предпосылкой для разбраковки отдельных зон в процессе проведения поисково-оценочных работ. При исследовании локальных аргиллизитовых метасоматитов на месторождениях и рудопроявлениях установлено два типа ореолов: а) зональный, б) азональный. Для зонального типа, развитого на рудопроявлениях, характерна смена минеральных ассоциаций по вертикали до глубины 100-300 м от дневной поверхности, по латерали смена происходит на рас-

стоянии 3–5 км и менее при содержании новообразованных минералов не более 10–15%. Азональный тип, установленный на месторождениях, характеризуется нечеткой зональностью, смена минеральных ассоциаций по простиранию зон происходит на расстоянии 10–15 км и более, вертикальная зональность выявляется в разрезах только на выклинивании зон, содержание новообразованных минералов 20–30% и более.

В качестве локального косвенного поискового критерия служат также прямая и обратная вертикальная зональность жильных минералов и зональность пострудной прожилковой минерализации. Для последней на некоторых месторождениях, находящихся на значительных глубинах, установлено, что на уровне развития рудных тел в составе пострудных прожилков присутствуют кварц, флюорит, хлорит, карбонат. По направлению снизу вверх от рудного тела в прожилках исчезает сначала флюорит, затем кварц, прожилки кальцита достигают поверхности.

На отдельных месторождениях, рудопроявлениях установлена вертикальная зональность в распределении карбонатов. На уровне развития оруденения присутствуют сидерит, анкерит, кальцит. Вверх по разрезу они распределяются в следующем порядке: сидерит, анкерит, кальцит. Необходимо отметить, что в поисковом отношении интересны также участки развития прожилков, метасоматических скоплений минералов, по составу не характерных для вмещающих их пород, например, в кислых разностях пород – карбонат, хлорит, монтмориллонит, в основных – кварц, гидрослюда, каолинит. Наличие не характерных для данных пород ассоциаций указывает на интенсивный низкотемпературный гидротермальный процесс и на возможное образование на глубинах оруденения.

Объемные минеральные модели рудоносных структурно-металлогенических зон

Рудные поля эпитеpmальных месторождений развиваются в зонах влияния глубинных долгоживущих разломов, с которыми связаны полихронные, полиформационные гидротермально-метасоматические изменения с интенсивным проявлением аргиллизации. По составу минеральных ассоциаций, развитых в рудных полях, выявлены и соответствующие им рудоносные структурно-металлогенические зоны. Для образований верхнеюрско-нижнемелового этапа активизации: 1 – каолинит-монтмориллонит-иллитовая, 2 – монтмориллонит-иллитовая, 3 – иллитовая; для мезо-кайнозойских образований: 1 – каолинит-монтмориллонитовая, 2 – монтмориллонитовая.

Одновозрастные рудоносные структурно-металлогенические зоны пространственно разобщены. В Восточном Забайкалье развиты зоны каолинит-монтмориллонит-иллитового фациального типа, в Центральном – монтмориллонит-иллитового, в Западном – иллитового. Установленная нами (Рогова, 1982) зональность аргиллизитов подтверждается и зональностью в размещении минеральных ассоциаций пропилитовой формации, установленной в приразломных впадинах Забайкалья. Так же как для аргиллизитов, в Восточном Забайкалье преобладает приповерхностная карбонатная фация, в Центральном – промежуточная по глубине карбонат-цеолитовая, в Западном – глубинная эпидот-хлоритовая.

Мезо-кайнозойские аргиллизиты часто наложены на минеральные ассоциации верхнеюрско-нижнемелового этапа активизации, в том числе и на верхнемезозойские аргиллизиты. Пространственное совмещение разновозрастных аргиллизитов установлено в зонах влияния Джиды-Витимского, где развиты каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты, и Монголо-Охотского глубинных разломов, в зоне влияния которого установлены монтмориллонитовые аргиллизиты. Эта зональность подтверждается и минеральными ассоциациями пропилитов. В зоне влияния Джиды-Витимского разлома развита карбонатная фация пропилитов, Монголо-Охотского – цеолитовые пропилиты.

Цели и задачи разномасштабного минералогического картирования, последовательность проведения работ при минералогических поисках и прогнозировании

Минералогическое картирование как основа минералогических поисков сопровождается прогнозные геолого-поисковые работы на всех этапах, помогая более целенаправленному их проведению. Для большей эффективности работ желательно последовательное проведение минералогического картирования в соответствии со стадийностью поисковых работ. На каждой стадии и подстадиях прогнозных, поисково-оценочных работ минералогические исследования решают конкретные задачи.

Прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200 000 сопровождаются минералогическим картированием этого же масштаба. На менее изученных, с неизвестными перспективами площадях желательно применение более мелкомасштабного минералогического картирования 1:500 000, 1:1 000 000. Мелкомасштабное картирование позволяет целенаправленно разделить площади по степени перспективности выявления промышленного оруденения разного типа и тем самым обоснованно выделить потенциально рудоносные площади под поиски масштаба 1:50 000.

Разбраковка площадей по степени перспективности производится с учетом возраста, состава, геохимической специализации, интенсивности проявления, зональности региональных эпигенетических изменений. При этом учитывается также металлогенетическая специализация района, наличие глубинных разломов и связанной с ними полихронной, полиформационной минерализации. Последовательность проведения работ:

1) производится исследование состава, последовательности минералообразования региональных гидротермально-метасоматических изменений, выявляются ареалы проявления полихронных палеогидротермальных систем;

2) на основе формационно-фациального анализа минеральных ассоциаций производится типизация палеогидротермальных систем, определяются возможные формационные типы оруденения;

3) в ареалах региональных гидротермально-метасоматических изменений устанавливается латеральная формационная зональность и положение в ней минеральных ассоциаций низкотемпературных формаций и связанного с ними оруденения;

4) исследуются количественные соотношения минеральных ассоциаций, выявляются ореолы, точки локальных изменений, жильной, рудной минерализации с целью выявления возможной связи с оруденением;

5) по совокупности признаков определяется минеральный тип предполагаемого оруденения и на основе выработанных для этого типа минералогических объемных минеральных моделей рудных полей дополнительных поисковых критериев и признаков, с учетом геохимических, геологических предпосылок выделяются площади для проведения крупномасштабных (1:50 000) прогнозно-поисковых работ.

Прогнозно-поисковые работы масштаба 1:50 000 сопровождаются картированием эндогенных эпигенетических изменений этого же масштаба, выявляются площади развития локальных метасоматитов и определяются участки под поисковые работы масштаба 1:10 000 и крупнее. В данном случае при выявлении перспективных участков в качестве поисковых критериев используется взаимосвязь состава региональных и локальных изменений, вертикальная зональность локальных метасоматитов, фациальная объемная зональность региональных эндогенных эпигенетических изменений, установленная для всех встречающихся на месторождениях гидротермально-метасоматических формаций. Последовательность проведения исследований:

1) в пределах низкотемпературных региональных гидротермально-метасоматических изменений выявляются локальные, устанавливается их взаимосвязь между собой и оруденением;

2) выявляется фациальная латеральная зональность на основе: а) количественных соотношений слоистых минералов между собой, б) типоморфных особенностей

смешанослойных минералов с учетом количественных соотношений пакетов иллита и монтмориллонита;

3) в пределах ореола аргиллизации выявляются участки окварцевания, низкотемпературной альбитизации и ортоклазизации, жильной и рудной минерализации и их взаимосвязь с оруденением;

4) по аналогии с вертикальной зональностью известных месторождений устанавливаются уровни эрозионного среза локальных ореолов, положение оруденения в метасоматической зональности;

5) уточняется минеральный тип ожидаемого оруденения с учетом данных по объемным минеральным моделям месторождений, геохимических признаков, выделяются участки для проведения поисков в пределах локальных площадей.

Поиски в пределах локальных площадей сопровождаются минералогическим картированием масштаба 1:10 000 с использованием объемной зональности локальных метасоматитов и жильной минерализации.

Последовательность проведения работ:

1) выявляется латеральная и вертикальная зональность минеральных ассоциаций аргиллизитов, зональность в размещении пострудной жильной минерализации;

2) устанавливается положение оруденения в метасоматической зональности локальных ореолов;

3) на основании полученных данных и по аналогии с известными месторождениями выделяются участки под поисково-оценочные работы.

Поисково-оценочные работы. Для оценки параметров оруденения используются тип объемной зональности, размеры локальных ореолов, степень проявления гидротермально-метасоматического процесса. Последовательность проведения работ:

1) поверхностными горными выработками, скважинами картировочного бурения устанавливаются размеры локального ореола;

2) исследуется горизонтальная зональность, выявляются ее типы: а) зональный на рудопоявлениях; б) аazonальный на месторождениях;

3) уточняются количественные соотношения минералов аргиллизитовой формации: а) суммарное количество новообразованных минералов до 10% - признак рудопоявлений, б) 20-30% и более - возможное формирование месторождений;

4) исследуется характер изменения количественных соотношений пакетов иллита и монтмориллонита в смешанослойных минералах, если они имеются.

Выводы

1. Эпитермальные месторождения (золота, сурьмы, ртути, флюорита и др.) формируются в заключительные стадии гидротермального процесса и пространственно тяготеют к тем участкам проявления палеогидротермальных систем, которые характеризуются наиболее интенсивными, низкотемпературными, эндогенными, эпигенетическими изменениями, представленными аргиллизитами.

2. Выявлена вертикальная зональность в размещении минеральных ассоциаций региональных аргиллизитов (сверху вниз): приповерхностная каолиновая фация, промежуточная по глубине - монтмориллонитовая и глубинная - иллитовая. Границы между фациальными типами постепенные. В нижнемезозойских ареалах аргиллизации развиты глубинные фации, в верхнемезозойских - глубинные, промежуточные и приповерхностные, в кайнозойских - приповерхностные и промежуточные.

3. В зонах влияния глубинных разломов установлены аргиллизитовые рудоносные структурно-металлогенетические зоны протяженностью 400-500 км и более, шириной десятки километров: верхнемезозойские - каолинит-монтмориллонит-иллитовые (Восточное Забайкалье), монтмориллонит-иллитовые (Центральное Забайкалье), иллитовые (Западное Забайкалье); кайнозойские - каолинит-монтмориллонитовые (зона влияния Джиды-Витимского разлома), монтмориллонитовые (зона влияния Монголо-Охотского разлома). Минеральные ассоциации кайнозойских аргиллизитов часто

наложены на парагенезисы нижнемезозойских и верхнемезозойских аргиллизитов. На основе объемной зональности региональных аргиллизитов выделены объемные минеральные модели аргиллизитовых структурно-металлогенических зон, соответствующих указанным выше формационным типам, а также объемные минеральные модели аргиллизитовых рудных полей, входящих в состав рудоносных структурно-металлогенических зон.

4. Состав внутренних зон локальных метасоматитов, в которых формируются месторождения, соответствует составу региональных аргиллизитов в рудных полях и представлен: а) каолинитом в ареалах каолинитовой фации аргиллизитов, б) монтмориллонитом в ареалах монтмориллонитовой фации и в) иллитом в ареалах иллитовой фации. В промежуточных и внешних зонах локальных метасоматитов, образовавшихся в верхнеюрско-нижнемеловой этап активизации, преобладают смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонит и хлорит-монтмориллонит. По направлению от рудного тела количество пакетов гидрослюда в иллит-монтмориллоните уменьшается от 100 до 75% в кислых породах и от 100 до 60% в основных.

Ореолы смешанослойных минералов, сопровождающие глубоко залегающие рудные тела, иногда не достигают поверхности, а вскрываются скважинами. По количеству гидрослюдяных пакетов в иллит-монтмориллоните, по характеру увеличения их с глубиной можно судить о глубине залегания рудных тел. В аргиллизитах верхнепалеозойско-нижнемезозойского и верхнемелового-кайнозойского этапов активизации смешанослойные минералы присутствуют в ограниченном количестве, в промежуточных и внешних частях ореолов в первых установлены гидрослюда и хлорит, во вторых - монтмориллонит, иллит, хлорит или иллит, хлорит.

В соответствии с составом локальных ореолов выделены объемные минеральные модели месторождений, локализующихся в аргиллизитах, - верхнемезозойские: 1 - каолинит-смешанослойная, 2 - монтмориллонит-смешанослойная, 3 - иллит-смешанослойная; кайнозойские: 1 - каолинит-монтмориллонит-иллит-хлоритовая, 2 - монтмориллонит-иллит-хлоритовая.

5. Минералогические поиски и прогнозирование проводятся на всех этапах поисково-прогнозных работ на основе разномасштабного (1:200000, 1:50000, 1:10000, 1:1000) минералогического картирования с применением оптико-петрографического, рентгеновского фазового анализа с определением количественных соотношений слоистых минералов и в комплексе с геохимическими исследованиями единых литогеохимических проб.

Л и т е р а т у р а

1. Б р о д и н Б.В. Основы крупномасштабных регионально-минералогических исследований (при анализе гидротермальной минерализации) // ЗВМО, 1976, № 5, С. 588-597.
2. В о л о с т н ы х Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М., 1972. 239 с.
3. К а з и ц ы н Ю.В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л., 1972. 280 с.
4. О м е л ь я н е н к о Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., 1978. 215 с.
5. П л ы щ е в Е.В., Ш а т о в В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л., 1981. 262 с.
6. Р о г о в а В.П. Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов в активизированных областях Забайкалья // Тезисы 5 Всесоюзной конференции "Метасоматизм и рудообразование". Л., 1982. С. 163-164.
7. Р о г о в а В.П., К о р н и е н к о О.Н., М о с к а л е в О.М. и др. Соотношение региональной и локальной зональности низкотемпературных метасоматитов активизированных областей // Метасоматизм и рудообразование. М., 1984. С. 231-237.

МЕТОДИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
И МИНЕРАЛЬНОГО БАЛАНСА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы одним из прикладных аспектов в минералогическом изучении рудных месторождений стали минералогическое картирование и минеральный баланс. Возросший интерес к этому вызван высокими требованиями к технологии отработки месторождений и обогащению руд, большой информативностью минералов. Последнее позволяет решить широкий круг вопросов: технологических, прогнозно-поисковых, генетических и других. Важность этих исследований подчеркивается требованиями ГКЗ к разведваемым месторождениям, предусматривающих обязательную постановку работ, связанных с минеральным балансом и минералогическим картированием руд.

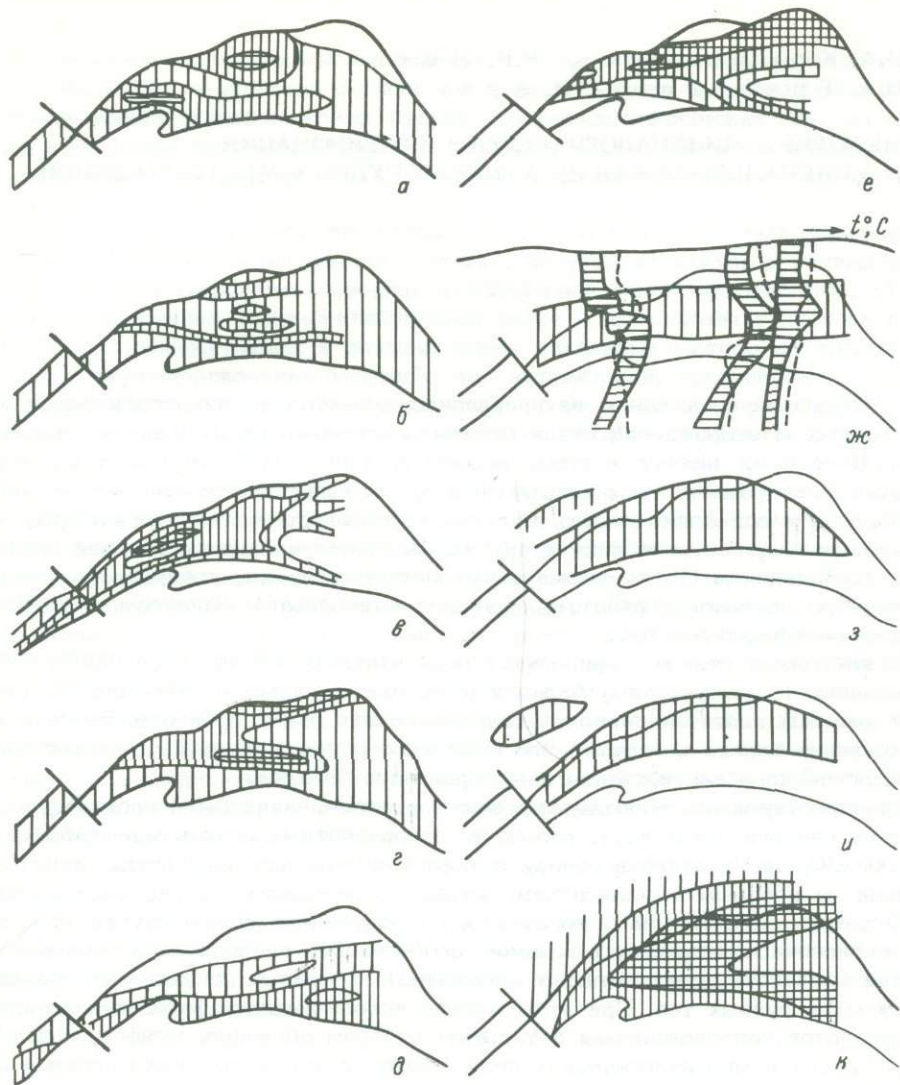
В настоящей статье приводятся результаты работ по минералогическому картированию и минеральному балансу ряда золоторудных месторождений, общей чертой которых является серноколчеданный состав руд и преимущественное концентрирование золота в пирите. Это послужило основой предлагаемой методики минералогического картирования и минерального баланса.

Предшествующими работами на этих месторождениях было произведено составление геологических карт, разрезов, погоризонтных планов масштабов от 1:50 до 1:10000, что и легло в основу выбора необходимого количества типичных профилей, по которым производились детальные минералогические исследования.

Основной задачей минералогического картирования предусматривалось выделение геологических границ, выявление особенностей распределения полезных компонентов (золота и сопутствующих элементов) и вредных примесей на разных уровнях вскрытия рудных тел. При этом широко использовалась фотодокументация горных выработок, сопровождаемая детальным отбором образцов, шлифов, аншлифов, геохимических и минералогических проб, анализ которых послужил основой для составления соответствующих карт, схем, графиков.

Необходимо отметить возможность решения на данной стадии некоторых генетических вопросов, для чего широко использовались методы термобарогеохимии: парагенетический анализ, гомогенизация и декрепитация ГЖВ, газовая хроматография и др. Например, анализ минерало-геохимической и минерало-генетической информации в совокупности с геолого-структурными условиями формирования золотого оруденения (см. рисунок) позволил сделать вывод о том, что оруденение сформировалось в условиях вскипания растворов, попадающих в ослабленную зону на восстановительном геохимическом барьере. Это привело к образованию специфических текстур и структур руд: вкрапленной, брекчиевой, метаколлоидной тонко- и мелкозернистой. Для полноты картины требуется привлечение материала по околорудным изменениям, что предусматривает картирование подрудной и надрудной зон.

Минеральный баланс, неотъемлемой частью которого является минералогическое картирование, главной своей задачей ставил определение количественного распределения золота по типам руд и слагающим их минералам. Одним из важных моментов при его составлении является компоновка, обработка и анализ групповых проб. Компоновка групповых проб включает выбор оптимальной навески и интервала групповых проб. Минеральная навеска групповой пробы выбиралась из рас-



Пример картирования минералого-геохимической (а-е) и минералого-генетической (ж-к) информации в рудной зоне.

а - распределение пирита; б - распределение мышьяка; в - распределение золота; г - распределение золота в пирите; д - распределение турмалина; е - определение карбонатов; ж - зоны декрепитационной активности и температурной депрессии формирования минералов; з - участок развития метаколлоидных структур; и - участки развития разнонаполненных включений; к - распределение комбинаций простых форм пирита.

чета: 200 г на минералогические исследования и 300 г на аналитику, что составляет в сумме 500 г. Группировке подвергались дубликаты протоколоченных проб размерностью менее 1 мм, хранимые на месторождении. Вес каждого дубликата не превышал, в большинстве случаев, 200-500 г, что определило минимальный вес единичной пробы равной 100 г.

Интервалы группировки частных проб выбирались по степени геологической и концентрационной однородности. Достоверность выбранных интервалов контролировалась рабочими графиками, на которых отражена зависимость содержания полез-

ного компонента от геологического строения рудного сечения. Исходя из колебаний содержания полезного компонента были приняты пять интервалов концентрационной однородности, характеризующих минимально промышленное содержание (один интервал), промышленное содержание (три интервала) и аномальное содержание.

Максимальный интервал для единичной групповой пробы с учетом равномерного распределения полезного компонента был принят равным 9–10 м. При больших мощностях рудных тел, выдержанной их геологической и концентрационной однородности допускалось увеличение интервала до 15–20 м. Минимальный интервал группировки проб с учетом вышеизложенного, а также возможной селективной отработки рудного тела принят равным 5 м.

Объединение проб производилось методом вычерпывания, частями пропорционально длине интервалов каждой индивидуальной пробы. Из полученной групповой пробы производился отбор соответствующих навесок для минералогического анализа и аналитических исследований.

Навеска, предназначенная для минералогического анализа, подверглась отмучиванию. Отмученная проба разделялась на три класса по степени крупности: I класс с размером зерен более 0,5 мм; II класс 0,5–0,25 мм; III класс менее 0,25 мм. В навесках второго и третьего классов после соответствующей обработки (магнитное и электромагнитное сепарирование, деление в тяжелых жидкостях) был произведен количественный подсчет минералов.

Количество зерен каждого из присутствующих минералов во всех выделенных фракциях определялось методом „дорожек“. При пересчете полученных процентов каждого из минералов на их массу в пробе использовалась общепринятая формула, преобразованная к виду, удобному для расчета на программируемом микрокалькуляторе:

$$P_i = \frac{P c d}{\sum_{i=1}^n c_i d_i},$$

где P_i – масса минерала в исходной фракции, г; P – масса фракции, г; c – объемное содержание минерала, %; d – плотность минерала, г/см³; n – количество минералов; $i(1, n)$ – индекс минерала.

Массовое процентное содержание каждого из минералов в отмученной пробе определялось по формуле

$$W = \frac{V \cdot 100}{E},$$

где W – массовое процентное содержание минерала в пробе, %; V – масса минерала в пробе, г; E – общая масса пробы, г.

Результаты количественного определения минералов в групповых пробах сводятся в таблицы. Для дальнейшей интерпретации полученных данных пробы объединяются по рудным зонам и горизонтам разведочных выработок. Для каждого горизонта, рудной зоны, профиля месторождения рассчитываются средневзвешенные по длине проб значения.

Выбор метода анализа определения содержаний полезного компонента в групповых пробах руд и составляющих их минералов обосновывался с учетом максимального исключения ошибки аналитического метода и его высокой чувствительности, а также возможности определения полезного компонента из микронавесок (монominеральных проб). С этой целью групповые пробы анализировались тремя методами (пробирным, нейтронно-активационным радиохимическим, нейтронно-активационным инструментальным). При подборе соответствующих эмпирическим данным теоретических моделей распределения с использованием оценочной асимметрии и эксцесса было выявлено, что все они противоречат логнормальному закону рас-

Статистические показатели содержаний полезного компонента

Вид анализа	$\frac{A}{S_A}$	$\frac{E}{S_E}$	\bar{x}	S^2
Пробирный	2,97	0,34	0,55	0,19
Нейтронно-активационный радиохимический	2,95	0,07	0,61	0,18
Нейтронно-активационный инструментальный	2,51	0,19	0,41	0,22

Примечание. A - оценка асимметрии; S_A - оценка среднего квадратического; E - оценка эксцесса; S_E - оценка среднего квадратического отклонения эксцесса; \bar{x} - оценка среднего арифметического; S^2 - оценка дисперсии.

пределения. Оценка статистических характеристик логарифмов содержаний полезного компонента сведена в таблицу.

Сходимость результатов по данным пробирного, радиохимического и нейтронно-активационного анализов подвергалась статистической проверке с использованием критерия Стьюдента при уровне значимости 0,005. В результате была установлена хорошая сходимость пробирного и радиохимического анализов и наличие систематической ошибки - занижение содержаний по данным нейтронно-активационного инструментального анализа. Учитывая это, при составлении минерального баланса использовались результаты определения полезного компонента в рудах и слагающих их минералов по данным радиохимического анализа.

Принимая во внимание, что в исходных таблицах приведено количество минералов в отмученной пробе, естественно предположить о возможном несоответствии между содержанием полезного компонента по минеральному балансу и содержанием его в исходной пробе. С этой целью вводится поправочный коэффициент, учитывающий степень обедненности-обогащенности отмученной пробы. Для расчета поправочного коэффициента K использовалась следующая формула:

$$K = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{P_0 + \frac{C_{ш} \cdot P_{ш}}{\sum_{i=1}^n C_i'}}{P_n},$$

где P_0 - масса отмученной пробы, г; P_n - масса исходной пробы, г; $P_{ш}$ - масса шлама, г; $C_{ш}$ - содержание золота в шламе; C_i' - содержание золота в минерале; N - число проб; n - число минералов.

Результаты минерального баланса свидетельствуют, что основное количество (от 76 до 98%) золота концентрируется в пирите и в меньшей степени в карбонатах, полевых шпатах, кварце, барите, гематите и др., что и должно учитываться технологами при составлении рациональных схем обогащения руд и последующего извлечения золота.

В заключение необходимо отметить, что количество участвующих в минеральном балансе элементов необходимо увеличивать. Последнее является дополнительным фактором реальной оценки перспектив и комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов рудных месторождений.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКЛОНОВОГО ЗОЛОТА –
КРИТЕРИЙ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Склоновые отложения являются промежуточным носителем россыпного золота. В системе коренной источник–россыпь они представляют существенное звено, изучение которого позволяет сделать важные выводы о характере источника рудной минерализации и составить прогноз о масштабах россыпи и свойствах частиц золота. В то же время склоновые отложения – наименее изученный элемент в этой цепи. На примере двух золоторудных проявлений Урала попытаемся проследить характер склоновых отложений, распределение в них золота, а также изменение морфологии частиц.

Первое рудопроявление относится к золото–сульфидно–кварцевой формации и расположено в верховьях одного из водотоков. Рудопроявление отмечено в крутом борту кара, из которого берет начало ручей. Стенки кара крутые, наибольшие углы крутизны склона достигают $40-50^\circ$. Рудопроявление находится близ верхнего перегиба склона. Врез кара составляет приблизительно 200–300 м, уклон ручья в среднем оценивается 0,25. Район оруденения сложен древними протерозойскими отложениями, представленными хлоритовыми сланцами, алевролитами, песчаниками и эффузивами кислого и основного составов. Наблюдаются тела гранитов, габбро и маломощные дайки диабазов. Склоновые отложения рассматриваемого объекта сложены плохо дифференцированными обломками сланцев, песчаников, основных эффузивов, кварцевых жил и в меньшей степени других пород. Верхняя граница распространения располагается на различных отметках и контролируется крутизной склона. Нижняя часть переходит непосредственно в аллювий. Формирование деловия происходит по гравитационным законам, что в конечном счете приводит к послонной и вертикальной дифференциации обломочного материала [5]. Мощность склоновых отложений максимальна близ основания горного массива, достигая наибольших величин в отрицательных формах рельефа. Вверх по склону мощность деловия уменьшается и у верхнего перегиба склона составляет около 0,3–0,5 м. В составе деловия преобладают слабо или практически неокатанные обломки мелких пород. Опробование показало относительное обогащение деловия крупными и изометричными частицами золота.

Рассматриваемое рудопроявление относится к золото–пирит–кварцевому минеральному типу. Оно представлено серией золотоносных жил, залегающих согласно со слоистостью вмещающих их сланцев. Мощность жил колеблется от 10 см до 1 м. Протяженность – первые десятки метров. Из сопутствующих золоту рудных минералов присутствуют пирит и халькопирит. В приповерхностных частях жилы сильно дезинтегрированы, сульфиды выщелочены.

По крупности золото данного источника, согласно схеме Петровской и Фасталовича [3], относится к классу мелкое. По классам крупности оно распределяется следующим образом: 0,1 мм и меньше – 13%; 0,1–0,16 мм – 16%; 0,16–0,25 мм – 38,4%; 0,25–0,5 мм – 32%; 0,5–1 мм – 0,32% (рис. 1, а). Зерна золота имеют разнообразные формы. Встречаются пластинчатые и изометрично–

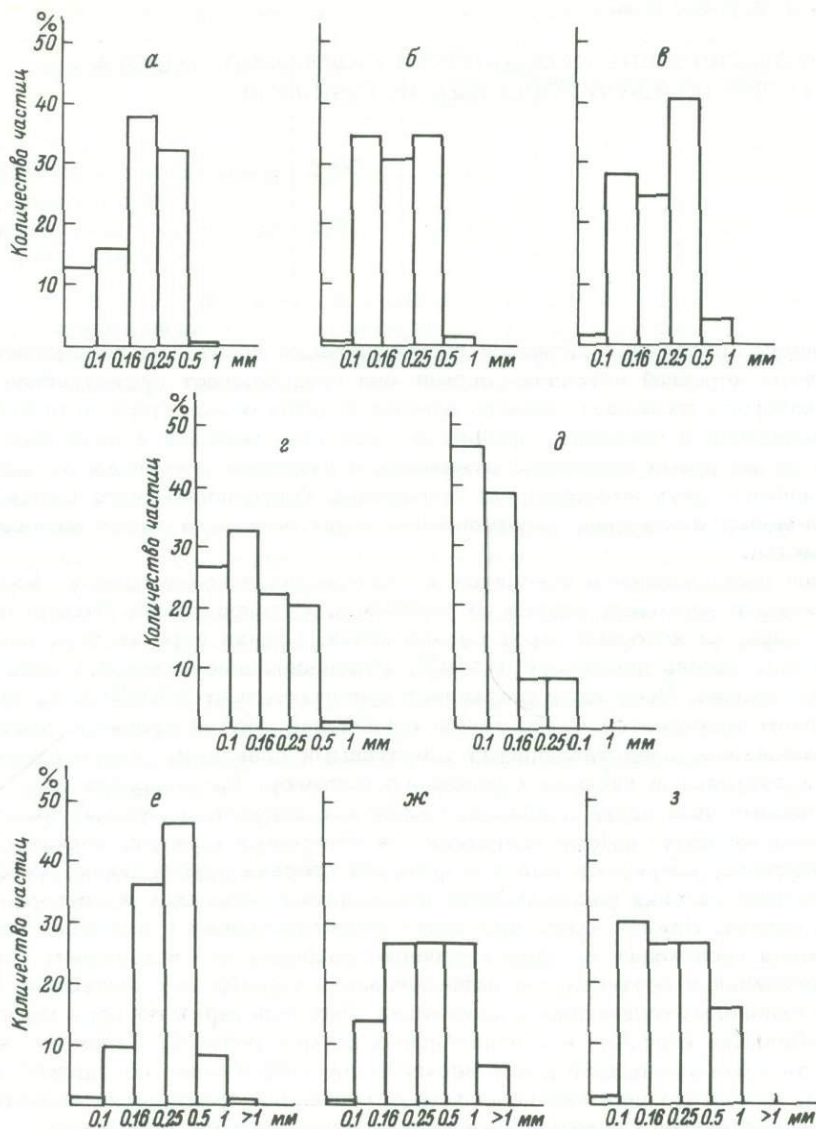


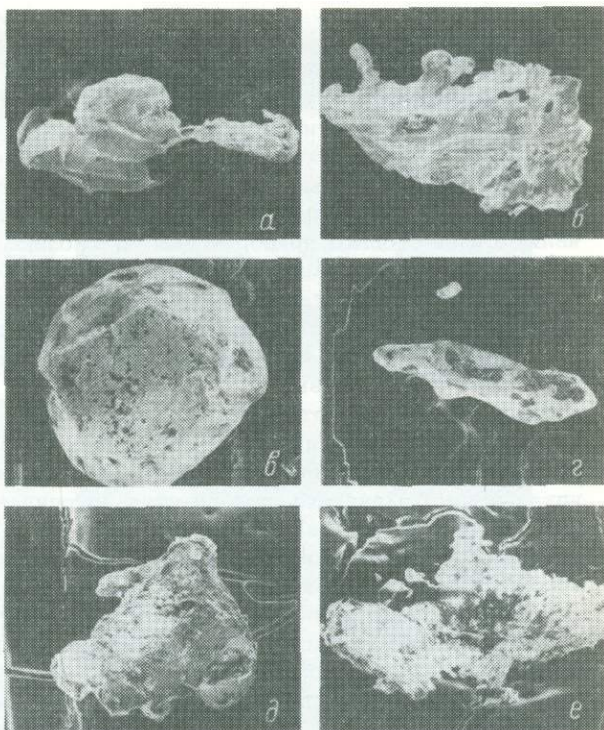
Рис. 1. Распределение частиц по классам крупности в рудоносных жилах, склоновых и аллювиальных отложениях.

а-д - рудопроявление I (а - рудоносные жилы, б - верхние части склона, в - нижние части склона, г - верховья водотока, д - средняя часть водотока); е-з - рудопроявление II (е - рудоносные жилы, ж - верхние части склона, з - нижние части склона).

комковатые золотины. Преобладают изометричные формы (около 54%). Меньшая их часть имеет четкий кристаллографический габитус. Отмечаются кубы и кубооктаэдры. Большая часть изометрично-комковатых золотины имеет сложную форму в виде сростков ксеноморфных „комков” и кристаллов (рис. 2, а). Пластинчатое золото имеет разнообразную конфигурацию - от простых пластинок до амёбовидных форм (рис. 2, б).

Рис. 2. Морфология частиц золота рудопроявления I.

а - сросток идиоморфного и ксеноморфного золота, увел. 200;
 б - пластинчатое золото сложной конфигурации, увел. 200;
 в - кристалл золота из делювиальных отложений, увел. 400;
 г - стержневидная частица с начальными этапами истирания и окатывания, увел. 200; д, е - золото из аллювиальных отложений, увел. 400.



Морфология золота во многом предопределяет его размещение в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях. Способность к переносу зависит от толщины зерен и определяется их гидравлической крупностью [1]. Изометричные частицы отлагаются непосредственно вблизи коренного источника, пластинчатое золото способно иногда перемещаться на значительные расстояния.

В делювиальных отложениях в непосредственной близости от золотоносных жил резко преобладают изометричные золотины. Из изученных 80 знаков золота они составляют приблизительно 70%. По размерности золото распределяется следующим образом (рис. 1, б): 0,1 мм и меньше составляет 0,38%; 0,1-0,16 мм - 34,2%; 0,16-0,25 - 30,4%; 0,25-0,5 мм - 34,2%; 0,5-1 мм - 1,14%. Золото в сростках с кварцем встречается в незначительных количествах. Большое число встречающихся здесь золотинок представляют собой частицы кристаллографического облика. Наблюдаются кристаллы правильной формы (рис. 2, в). Золото сохраняет все черты коренного металла, однако на поверхностях отмечаются следы истирания в виде царапин и вмятин.

В нижних частях делювиального шлейфа преобладает золото крупностью 0,25-0,5 мм (рис. 1, в), что согласуется с данными других исследователей [2] о преобладании более крупных фракций золота в делювиальных отложениях нижней части склона. Количество изометрично-комковатого золота здесь сокращается и составляет приблизительно половину от общего числа золотинок. Частицы сохраняют свою первичную форму, хотя в отдельных случаях наблюдается сглаживание углов и граней (рис. 2, г).

Верховья водотока представляют собой переходное звено между склоновыми отложениями и аллювием ручья. Это находит отражение также и в распределении золота в них как по классам размерности, так и по степени изометричности. Основное распределение по классам размерности сходно с таковым у склоновых отложений, однако относительное обогащение отложений золотом размерностью 0,1 мм и мельче (рис. 1, г) показывает уже черты аллювиального распределения. Количество изометричных частиц составляет около 50%. По степени истертости и окатанности золото не отличается от золота нижних частей делювиального шлейфа.

Крупных скоплений золота на всем протяжении водотока не обнаружено. Высокая транспортная способность частиц фракции 0,16 мм и мельче позволяет про-

слеживать такого рода золотины на расстоянии 7–10 км от источника. На расстоянии 5–8 км от верховьев в современных русловых отложениях наблюдается следующее распределение золота по фракциям (рис. 1, д): 0.1 мм и меньше составляет 46.2%; 0.1–0.16 мм – 38.4%; 0.16–0.25 мм – 8%; 0.25–0.5 мм – 8%. Пластинчатые и изометрично-комковатые частицы соотносятся приблизительно как 1.5 и 1. Некоторая часть изометрично-комковатых золотинок имеет сглаженные края и округлые формы, что в целом позволяет отнести их ко второй степени окатанности, согласно схеме Е.Я. Синюгиной и др. [4], однако эти формы являются не столько приобретенными, сколько унаследованными от округло-капельных частиц коренного источника; другие имеют слабо окатанную форму. Чаще всего частицы представлены вытянутыми или округлыми зёрнами (рис. 2, д, е). Иногда встречаются сложные амёбовидные частицы с несколькими ответвлениями.

Таким образом, в системе коренной объект-аллювий, где наблюдаются значительные перепады высот от источника до верховьев водотока, с хорошо развитыми склоновыми отложениями, наблюдается четкая дифференциация золота по крупности и степени изометричности. Максимальные скопления золота наблюдаются в склоново-делювиальных отложениях в непосредственной близости от источника. Здесь отмечаются приблизительно одинаковые количества частиц средних для данного объекта классов крупности. Значительно преобладают изометричные частицы. В делювии нижней части склона происходит увеличение доли более крупного золота. В аллювиальных отложениях преобладает мелкое золото.

Второе рудопроявление также относится к золото-кварц-сульфидному минеральному типу и представлено серией золотоносных жил, секущих вмещающие их сланцы. Мощность жил не превышает 1 м. Рудопроявление отличается от предыдущего по составу слагающих его компонентов. Здесь сопутствуют золоту следующие рудные минералы: галенит, пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит и халькопирит. Содержание сульфидов в жилах достигает первых процентов.

По своему положению в рельефе рудопроявление отличается от предыдущего. Оно находится в борту широкой долины, высота его над руслом реки составляет приблизительно 40 м.

Золото описываемого рудопроявления относится к мелким и средним классам крупности [3] и распределяется следующим образом (рис. 1, е): 0.1 мм и меньше – 1%; 0.1–0.16 мм – 9%; 0.16–0.25 мм – 36%; 0.25–0.5 мм – 46.6%; 0.5–1 мм – 7%; 1 мм и крупнее – меньше 1%. По степени кристалличности преобладают изометричные комковатые и кристалло-комковатые частицы. Кристаллографические формы встречаются в подчиненном количестве. В процентном отношении они составляют около 5% от общего числа, хотя для фракций 0.25–0.5 и 0.1–0.16 мм их число достигает 10%. Чаще всего кристаллы представлены кубами, октаэдрами и их комбинациями, реже встречаются более сложные кристаллы (рис. 3, а). Комковатые частицы иногда с плохо развитыми кристаллографическими гранями составляют около 70%. Чаще всего это изометричные, иногда округлые „капли“ различного размера (рис. 3, б). Встречаются сростки (рис. 3, в). Сравнительно мало отмечается золото уплощенного облика, оно составляет не более 6% от общего числа зерен. Это обусловлено особенностями формирования золотой минерализации на рудопроявлении, когда основная масса золота либо формировалась вместе с сульфидами, либо отпадалась в пустотах.

Делювиальные отложения представлены пологим плащом, состоящим из обломков хлоритовых сланцев, гранитов и кварцевых жил. В непосредственной близости от источника золото в них по размерам распределяется следующим образом (рис. 1, ж): 0.1–0.16 мм составляет 13.3%; 0.16–0.25 мм – 26.6%; 0.25–0.5 мм – 26.6%; 0.5–1 мм – 26.6%; 1 мм и больше – 6.6%. Возрастает по сравнению с источником количество частиц средних и крупных фракций. Среди них преобладают комковатые золотины неправильной формы. Они составляют около 80% (рис. 3, г, д). На поверхностях частиц практически не наблюдаются следы истирания и окатывания.

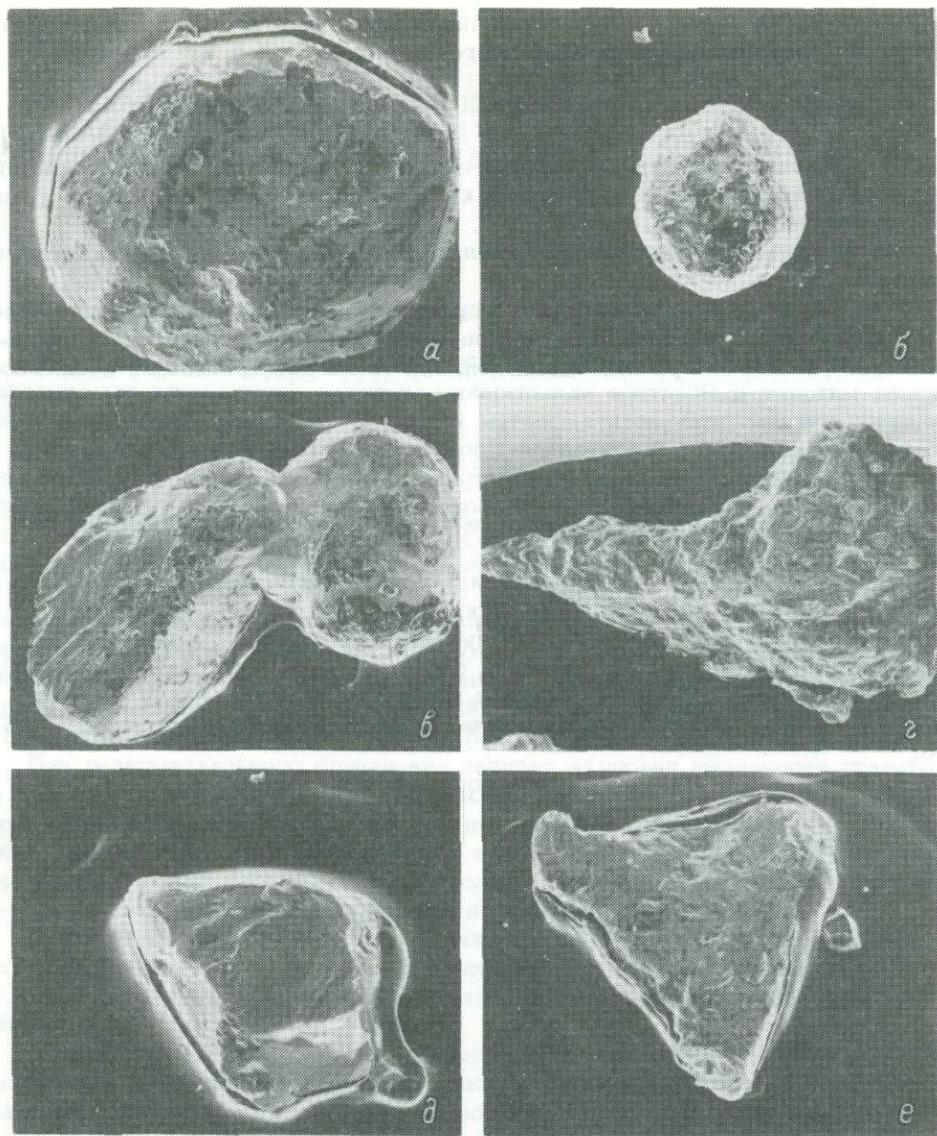


Рис. 3. Морфология частиц золота рудопроявления II.

а - кристалл золота, увел. 200; б - идиоморфная частица округлокаплевидной формы, увел. 60; в - сросток двух идиоморфных частиц, увел. 60; г, д - частицы верхней части склона, увел. 30, 200; е - уплощенное золото, увел. 200.

На расстоянии 0,5 км от коренного источника в распределении золота по крупности наблюдается следующая закономерность (рис. 1, з): 0,1 мм и меньше - 1,3%; 0,1-0,16 мм - 30%; 0,16-0,25 мм - 27%; 0,25-0,5 мм - 26,5%; 0,5-1 мм - 15,2%. Преобладают комковатые частицы, но доля уплощенного золота увеличивается и составляет около 40% (рис. 3, е).

На втором рудопроявлении, которое расположено в условиях сглаженного рельефа и где отсутствуют большие перепады высот, в склоновых отложениях не наблюдается четкой дифференциации в распределении золота по крупности. В них коли-

чество частиц средних для данного проявления фракций становится одинаковым и сохраняется таковым на протяжении всего склона.

Выводы

1. В склоновых отложениях, которые являются концентраторами золота, происходит обогащение средними и крупными классами золота с преобладанием изометричных его частиц.

2. Количественные соотношения средних классов становятся приблизительно одинаковыми.

3. При увеличении крутизны склона происходит четкая дифференциация золота по крупности вдоль склона, более крупные частицы концентрируются у подножья склона. При пологом расположении делювия такой дифференциации не наблюдается.

Л и т е р а т у р а

1. И з б е к о в Э.Д. Образование и эволюция россыпей. Новосибирск, 1985. 135 с.

2. М у р з и н В.В., М а л ю г и н А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск, 1987. 40 с.

3. П е т р о в с к а я Н.В. Самородное золото. М., 1973. 124 с.

4. С и н ю г и н а Е.Я., В о л а р о в и ч Г.П., Я б л о к о в а С.В. О связи аллювиальных россыпей золота с коренными источниками // Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М., 1967. с. 183.

5. С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1982. 455 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редкометалльные (Mo, W, Sn и др.) месторождения нередко являются полиформационными, характеризуются сложным минеральным составом и широким распространением грейзенов или родственных им метасоматитов. Они связаны с гранитными массивами двух формаций – лейкогранит-аляскитовой и субшелочнолейкогранитовой (фтор-литиевых гранитов), завершающих формирование интрузивных серий в провинциях садического типа и выделяющихся в гравитационном поле в качестве зональных минимумов силы тяжести [2, 3]. Особенности глубинного строения (в первую очередь различная мощность земной коры) и геохимический профиль таких провинций позволяют различать [3]: „оловорудные“ с диорит-гранодиорит, трондьемит-гранит-лейкогранитовым рядом немагнитных формаций повышенной глиноземистости и редкометалльным (Sn, W, Ta, Cs, Li и др.) оруденением и „молибденовые“ с габбро, диорит-гранодиорит, граносиенит-гранит-аляскит-шелочногранитовым рядом магнитных формаций повышенной щелочности и редкометалльными месторождениями $Mo-W$ группы (Mo, W, Bi, Nb, Zr, TR и др.).

Вид редкометалльного оруденения зависит от уровня щелочности гранитоидных серий, их завершенности, гомодромности или антидромности, степени эрозионного среза массивов и интенсивности петрогенетических рудообразующих процессов. Оценка всех этих составляющих с помощью в основном минералого-петрографических критериев [17, 3] позволяет выделять перспективные на различные типы редкометалльного оруденения провинции и узлы.

При крупномасштабных исследованиях и разработке критериев локального прогнозирования важную роль играет минералого-геохимическое картирование, итогом которого является установление метасоматической, минералогической и геохимической зональности.

Многочисленные накопленные к настоящему времени данные по грейzenам и родственным им метасоматитам позволяют большинству исследователей рассматривать их в качестве характерных образований апикальных частей крупных, зонально построенных, лакколитоподобных интрузий ультракислых гранитов, в которых метасоматиты тесно ассоциированы с куполовидными поднятиями, гребнями и валами поздних мелкозернистых гранитов или с системами кислых даек [27]. Закономерности распределения редкометалльного оруденения, форма и строение минерализованных тел в значительной мере определяются положением зон метасоматических изменений по отношению к кровле рудоносных интрузивов, формой контактовой поверхности гранитов, составом и степенью трещиноватости вмещающих пород, морфологией рудовмещающих трещин и рядом других причин.

Исследования, проведенные нами на месторождениях Аксай в Центральном Казахстане (А), Богуты в Южном Казахстане (Б), Правоурмийское в Приамурье (П), являющихся типичными представителями месторождений грейзеновой (А), грейзеново-турмалиновой (П) и грейзеново-серцит-березитовой (Б) метасоматических формаций, позволяют уточнить и дополнить ряд общих закономерностей, ис-

пользуемых для поисков и оценки скрытого на глубине редкометалльного оруденения [8, 28, 29, 9].

Геолого-структурная позиция изученных месторождений определяется тем, что они образуют последовательный ряд в системе интрузив-надинтрузивная зона и локализованы в эндо-экзоконтактовой (А), экзоконтактовой (Б) и дальней экзоконтактовой (П) областях рудоносных гранитных массивов лейкогранит-аляскитовой формации, осложненных проявлением фтор-литиевых гранитов (П). Редкометалльная молибденит-вольфрамитовая (А), шеелитовая (Б) и касситерит-вольфрамит-халькопиритовая (П) минерализация пространственно тяготеет к гребневидным выступам, осложняющим пологие контакты интрузивов. Вмещающими породами служат лейкократовые граниты и липариты (А), метапесчаники (Б), липариты и гранит-порфиры (П). Возраст оруденения - пермский (А), девонский (Б) и верхнемеловой (П).

В зависимости от характера рудолокализирующих тектонических структур выделяются три морфологических типа рудных тел: минерализованный грейзеновый купол, расположенный в апикальной части скрытого гранитного выступа и дополненный в эффузивной части разреза штокверково-метасоматическими зонами изменений (А); надинтрузивный штокверк, объединяющий пять различно эродированных рудных тел и быстро выклинивающихся при переходе из песчаниковой толщи в граниты и сланцы (Б); линейная жильно-штокверковая зона кулисообразного строения, приуроченная к пологому надвигу в всячем экзоконтакте протяженной дайки гранит-порфиров (П). По морфологии рудных тел и зональности сравниваемые месторождения наиболее близко отвечают главнейшим структурным типам грейзено-метасоматическим залежам, штокверкам и жилным телам [26]. Отличительной чертой приведенной последовательности является возрастание роли жил и прожилков на фоне закономерного уменьшения значения объемных метасоматитов. Одновременно возрастает вертикальный размах минерализации, увеличиваются размеры площадных ареалов развития измененных пород и кварцевых прожилков со сплошными оторочками, фиксирующих верхние горизонты околорудных ореолов. Во всех случаях рудные залежи характеризуются пологим восточным склонением в направлении погружения кровли гранитных массивов и наличием скрытых на глубине слепых минерализованных тел с положительно оцениваемыми перспективами.

Проведем анализ установленных на эталонных объектах метасоматической, минералогической и геохимической зональности.

Метасоматическая зональность. При изучении закономерностей распределения гидротермально-метасоматических образований, развитых в пределах месторождений и рудных полей, следует учитывать, что они, как правило, относятся к нескольким формационным типам с присущими только им особенностями минерального состава, стадийности, рудоносности и зональности. Критериями для выделения метасоматических формаций служат возрастные соотношения гидротермалитов, закономерная смена внутри формаций высокотемпературных метасоматитов низкотемпературными, объемных метасоматитов - околोजильными и жилами, наличие полно проявленного цикла кислотно-щелочной эволюции, резкая перестройка тектонических структур при переходе от одной формации к другой. Особо учитываются юдигенность и полихронность изучаемых пород, обусловленные пространственным совмещением разновременных и разностадийных минеральных ассоциаций, а также развитие наряду с телами полно проявленных метасоматитов обширных зон слабых изменений или эпипород, по Е.В. Плюшеву и др. [19].

В соответствии с вышесказанным на изученных месторождениях выделяются и откартированы: дорудные метасоматиты - пропилиты (А), родигиты (Б), биотиты и пропилиты (П); синрудные грейзеново-серицитовые (А), грейзеново-серицит-березитовые (Б) и грейзеново-турмалин-хлоритовые (П) метасоматиты; пострудные пропилит-березитовые метасоматиты и зоны дробления. Особенности их площадного распределения показаны на схемах метасоматической зональности, приведенных в настоящей работе (рис. 1, а; рис. 2, а см. вклейку) и опублико-

ванных ранее [29]. Минеральный состав главнейших типов метасоматитов и жил приведен в табл. 1.

Дорудные метасоматиты пользуются повсеместным распространением в пределах рудных полей, приурочены преимущественно к внешним (периферическим) частям минерализованных тел, представлены слабо и средне, реже сильно проявленными разновидностями, характеризуются преобладанием меланократовых минералов (биотита, актинолита, диоксида, эпидота, хлорита) над лейкократовыми (полевыми шпатами и кварцем). Анализ закономерностей пространственного распределения пропилитовых метасоматитов показывает, что на месторождениях отчетливо проявлена региональная метасоматическая зональность. На Правоурмийском месторождении она выражена закономерной сменой с запада на восток, в сторону погружения кровли гранитов, биотитовых метасоматитов альбит-актинолитовыми, эпидот-хлоритовыми и хлорит-карбонатными разновидностями. Границы между метасоматическими зонами постепенные и полого падают в сторону от контакта гранитов.

Региональная зональность усложняется за счет протяженных зон локальных метасоматитов близмеридионального простираия (рис. 2, а), среди которых преобладают альбит-актинолитовые и эпидот-хлоритовые фации. Редкометалльное оруденение, связанное с наложенной грейзенизацией, приурочено к верхней границе зоны биотитизации. В целом биотитовые пропилиты преобладают в подрудных сечениях минерализованной структуры, хлорит-карбонатные — в надрудных. Сходная по типу зональность известна и на других оловянных месторождениях Дальнего Востока [24, 25]. Исследователи связывают ее формирование с инверсией окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств гидротермальных растворов, подчеркивая исключительно важное значение переходной зоны от биотитов к пропилитам для локализации оловянного оруденения.

Сирудные метасоматиты по сравнению с другими типами гидротермалитов характеризуются максимальным развитием и наиболее контрастно проявленной зональностью. Они включают разнообразные по составу породы, ведущее место среди которых занимают грейзены (А), серицит-березитовые метасоматиты (Б) и цвиттеры (П). Сложный состав метасоматических залежей обусловлен стадийностью минерализации и совмещением разновозрастных ассоциаций. На изученных месторождениях выделены следующие стадии: грейзеновая, кварц-серицитовая, цеолитовая (А); кварц-полевошпатовая, грейзеновая, кварц-серицит-калишпатовая, карбонатная (Б); биотитовая, кварц-мусковитовая, кварц-топазовая (грейзеновая), турмалиновая, серицит-хлоритовая, кварц-флюоритовая (П). Главной продуктивной стадией во всех случаях является грейзеновая. Роль ранне- и позднерудных стадий минимальна на месторождении Аксай и максимальна на Правоурмийском месторождении. В последнем случае соотношение разностадийных (1-2-3-4-5-6) гидротермалитов составляет 18-22-50-8-2-0,1%, при этом установлено закономерное увеличение объема жил по сравнению с метасоматитами при переходе от первой стадии к последней.

Со стадийностью минерализации на Правоурмийском месторождении связано наложение на грейзены более поздних турмалин-хлоритовых метасоматитов и жил. Из литературы известно несколько подобных примеров „переходных“ месторождений, совмещающих черты касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной рудных формаций (Олонойское, Карадубское, Малый Хинган; Октябрьское, Приморье; Манунт-Плезант, Аппалачи). Они объединяются в самостоятельную группу и обычно развиты в пределах наложенных вулканических поясов, ассоциируя со штоками и дайками кварцевых порфиров, гранит-порфиров, порфиroidных гранитов [30]. Зональность подобных объектов носит сложный характер и может быть как прямой, так и обратной; касситерит в общем случае не занимает фиксированного места в метасоматической колонке [32]. На Правоурмийском месторождении распределение минеральных ассоциаций подчиняется следующим закономерностям: продукты поздних стадий по сравнению с ранними имеют подчиненное распространение и развиты на меньшей площади, они представлены прожилками, в меньшей степени объ-

Т а б л и ц а 1

Минеральный состав главнейших типов метасоматитов и жил месторождений Аксай, Богуты, Правоурмийское

№ п/п	Тип метасоматита, жилы	Минералы	
		главные	второстепенные
М е с т о р о ж д е н и е А к с а й			
1	Слабо грейзенизированный гранит	Мс-2,5, Срц-1	Фл, Пр, Хл, Крб
2	Сильно грейзенизированный гранит	Кв-10, Мс-10, Срц-3, Фл-2, Пр-1,5	Хл, Крб
3	Кварц-мусковитовый апогранитный грейзен	Кв-60, Мс-25, Фл-2, Пр-4	<u>Вл</u> , Кс, Крб
4	Пирит-топазовый апогранитный грейзен	Кв-72, Тп-12, Пр-10, Мс-3, Фл-3	<u>Вл</u> , <u>Мо</u> , Кл
5	Топаз-кварцевый апогранитный грейзен	Кв-86, Тп-8, Мс-2, Фл-2, Пр-1,5	<u>Вл</u> , <u>Мо</u> , Кл
6	Слабо грейзенизированный липарит	Срц-1, Хл-2	Фл, Пр, Крб
7	Сильно грейзенизированный липарит	Кв-10, Срц-9, Мс-6, Пр-2, Хл-1	Фл, Крб
8	Кварц-мусковитовый аполипаритовый грейзен	Кв-59, Мс-21, Срц-5, Фл-3, Пр-3	<u>Вл</u> , <u>Мо</u> , Тл, Хл, Крб
9	Пирит-топазовый аполипаритовый грейзен	Кв-73, Тп-10, Пр-7, Мс-6, Фл-3	<u>Вл</u> , <u>Мо</u> , Кл
10	Топаз-кварцевый аполипаритовый грейзен	Кв-80, Тп-12, Фл-3, Пр-2, Мс-2	<u>Вл</u> , <u>Мо</u> , Кл
М е с т о р о ж д е н и е Б о г у т ы			
11	Слабо измененный гранит	Мс-4, Кв-3, Срц-1	Хл, Фл, Пр
12	Сильно грейзенизированный гранит	Кв-12, Мс-8, Фл-2, Срц-1, Пр-1	Мо, Шл, Крб
13	Слабо измененный песчаник	Хл-5, Кв-4, Срц-3, Крб-1	Пр, Эп, Акт
14	Родингит	Кв-26, Пл-21, Ди-19, Кц-10, Акт-7, Крб-5, Гр-3, Эл-2, Скл-1,5	Сф, Шл, Пр, Шл
15	Березит	Кв-29, Хл-19, Крб-18, Срц-16, Пр-7, Кц-4	Мс, Сф, Эп, Скл
16	Серицитовый метасоматит	Кв-39, Срц-19, Хл-18, Мс-4, Пр-13, Крб-2	Кц, Эп, Ап, Фл, Бт
17	Кварц-мусковитовый грейзен	Кв-39, Мс-27, Срц-14, Хл-5, Пр-7, Фл-2, Крб-2	<u>Шл</u> , Бт, Ап
18	Полевшпат-слюдяная жила	Кв-46, Пл-30, Срц-7, Кш-6, Мс-5, Фл-3	Хл, <u>Шл</u> , Ап
19	Жильбертитовая жила	Кв-50, Мс-30, Срц-10, Фл-8, Пр-1	<u>Шл</u>
20	Полевшпат-серицитовая жила	Кв-55, Срц-25, Кш-15, Аб-3, Мс-2	<u>Глн</u> , <u>Сфл</u> , Крб

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

№ п/п	Тип метасоматита, жилы	Минералы	
		главные	второстепенные
М е с т о р о ж д е н и е П р а в о у р м и й с к о е			
21	Слабо измененный гранит-порфир	Бт-2, Хл-2, Срц-1	Крб, Слф
22	Сильно грейзенизированный гранит-порфир	Кв-25, Мс-15, Срц-8, Бт-5, Фл-2	Ап, Тп, Слф, Крб
23	Слабо измененный липарит	Бт-3, Хл-2, Акт-1, Эп-1	Срц, Слф
24	Пропилитизированный липарит	Бт-12, Кв-8, Хл-6, Акт-6, Эп-4, Аб-2	Срц, Кш, Слф
25	Сильно грейзенизированный липарит	Срц-20, Кв-15, Мс-7, Бт-3, Фл-3	Аб, Слф
26	Сидерофиллит-топаз-кварцевый цвиттер	Кв-63, Сдрф-25, Тп-10, Фл-5	Арс, Хп, Рт, Ап
27	Кварц-топазовый цвиттер	Кв-70, Тп-25, Фл-3	<u>Кс</u> , <u>Арс</u> , Хп, Вл
28	Кварц-касситеритовая жила	Тп-80, Кв-10, Фл-5, Арс-3, Кс-2	Вл, Сдрф, Кл, Срц, Вс
29	Кварц-турмалиновая жила	Трм-75, Кв-23, Хп-2	Брн, Ст, Кс, Мсн

П р и м е ч а н и е. Приведены средние содержания (в об. %) минералов: Аб - альбит, Акт - актинолит, Ап - апатит, Арс - арсенопирит, Брн - борнит, Бт - биотит, Гр - гранат, Вл - вольфрамит, Вс - висмутин, Ди - диопсид, Кв - кварц, Кл - каолинит, Крб - карбонат, Кс - касситерит, Кц - клиноцоизит, Мо - молибденит, Мс - мусковит, Мсн - моусонит, Пр - пирит, Пл - плагиоклаз, Рт - рutil, Сдрф - сидерофиллит, Скл - скаполит, Слф - сульфиды, Срц - серицит, Ст - станин, Сф - сфен, Тп - топаз, Фл - флюорит, Хл - хлорит, Хп - халькопирит, Цл - цеолит, Шл - шеелит, Эп - эпидот. Подчеркнуты ведущие рудные минералы.

емными метасоматитами, часто приурочены к зонам брекчирования в грейзенах, встречаются преимущественно в центральных и верхних частях оловоносных тел. Проявленная зональность может быть охарактеризована как прямая, сходящаяся.

Существенное влияние на состав гидротермалитов оказывают состав и степень изменения вмещающих пород. Например, при переходе из липаритов в дациты в грейзенах возрастает количество флюорита (А); при смене песчанниковой толщи сланцевой серицитовые метасоматиты переходят в турмалиновые (Б). Во внешних, ореольных зонах рудных тел, где интенсивность изменений невысокая, преобладают слабо и умеренно проявленные разновидности грейзенов, в осевых зонах более широко развиты полно проявленные метасоматиты, увеличено количество прожилков. В общем случае зональность характеризуется отчетливо выраженной симметрией. Наиболее продвинутые и максимально рудоносные метасоматические фации располагаются вдоль тектонически-ослабленных зон или контактовых поверхностей пород, обладающих различной проницаемостью для гидротермальных растворов; менее продвинутые и слабо оруденелые фации образуют внешние зоны изменений концентрического строения.

Последовательность образования метасоматических зон и их состав определяются минеральным типом грейзена: лейкократовым (кварц-топаз-светлослюдястая ассоциация) или меланократовым (топаз-железолитиевослюдястая ассоциация).

Первый тип грейзена слагает минерализованные тела Аксайского купола, встречается в пределах Богутинского штокверка. Входящие в него фациальные разновидности пользуются широким распространением на большинстве редкометалльных месторождений Казахстана [6]. Второй тип развит на Правоурмийском месторождении. На Дальнем Востоке известно несколько сходных проявлений касситерит-кварцевого типа, характеризующихся обилием в околорудных метасоматитах фтористых минералов, ассоциирующих с темными слодами (Тигриное, Рудное). Они представлены приконтактовыми залежами, развитыми в связи с субвулканическими телами лейкократовых гранитов [12].

Фациальная изменчивость грейзеновых образований продуктивных стадий может быть выражена в виде следующих зональных рядов: грейзенизированный гранит — кварц-мусковитовый грейзен — пирит-топазовый грейзен — топаз-кварцевый грейзен (А); березитизированный песчаник — березит-серицитовый метасоматит — кварц-мусковитовый грейзен (Б); грейзенизированный липарит — кварц-серицитовый грейзен — сидерофиллит-кварц-топазовый цвиттер — кварц-топазовый цвиттер (П). По сравнению с типовыми колонками цвиттеров месторождений Монголии и Рудных Гор, описанных В.И. Коваленко и др. [14], на Правоурмийском месторождении появляется дополнительная внешняя зона изменений, образованная кварц-светлослодистой ассоциацией. Редкометалльное оруденение во всех случаях развивается в тесной ассоциации с метасоматитами осевых зон при существенно различной роли жил и прожилков, представленных слабо оруденелыми топаз-кварцевыми и мусковит-пиритовыми (А), рудоносными кварц-шеелитовыми (Б), топаз-касситеритовыми и турмалин-халькопиритовыми (П) разновидностями.

Наиболее контрастно фациальная зональность проявлена в зонах околожилных изменений, сопровождающих рудные прожилки. Однотипный характер имеет и поперечная метасоматическая зональность. Вкрест простираения рудных тел наблюдается смена интенсивно грейзенизированных пород и кварц-мусковитовых грейзенов с обильным пиритом меньшими по мощности осевыми зонами кварц-пирит-топазовых грейзенов (А); хлоритовых разностей березитов существенно серицитовыми, а серицитовых метасоматитов околожилными грейзенами с мусковитом и шеелитом (Б); околожилных цвиттеров сидерофиллит-серицитового состава обильными цвиттерами сидерофиллит-мусковитового и сидерофиллит-топазового состава с касситеритом (П).

Вертикальная зональность месторождений выражена изменчивостью метасоматитов и жил по восстанию рудных тел и пространственным разобщением разностадийных минеральных ассоциаций. Характер вертикальной зональности закономерно меняется от отчетливо выраженной симметричной — со сменой слабо измененных пород грейзенизированными разностями, кварц-мусковитовыми, пирит-топазовыми и рудоносными топаз-кварцевыми грейзенами в гранитах снизу вверх, а в эффузивах сверху вниз по разрезу (А) — к асимметричной, когда смена грейзенов и серицитовых метасоматитов березитами наблюдается в верхних, наименее эродированных частях штокверка (Б), и резко асимметричной, однонаправленной, связанной с наложением на цвиттеры более поздних турмалиновых и серицит-хлоритовых метасоматитов и жил, тяготеющих преимущественно к верхнерудным и надрудным горизонтам (П).

Латеральная зональность рудных зон в значительной мере отражает охарактеризованную выше вертикальную зональность. На приведенных схемах метасоматической зональности (рис. 1, а; рис. 2, а) можно видеть, как с запада на восток происходит уменьшение роли грейзенов и увеличение количества березитов (Б), сидерофиллит-кварц-топазовые цвиттеры с касситеритом сменяются сидерофиллит-мусковит-серицитовыми метасоматитами с хлоритом и поздними сульфидами (П). Наблюдаемая зональность обусловлена общим погружением рудных залежей в восточном направлении.

Пострудные метасоматиты по сравнению с другими типами гидротермально-измененных пород развиты ограниченно и приурочены к поздним зонам дробления.

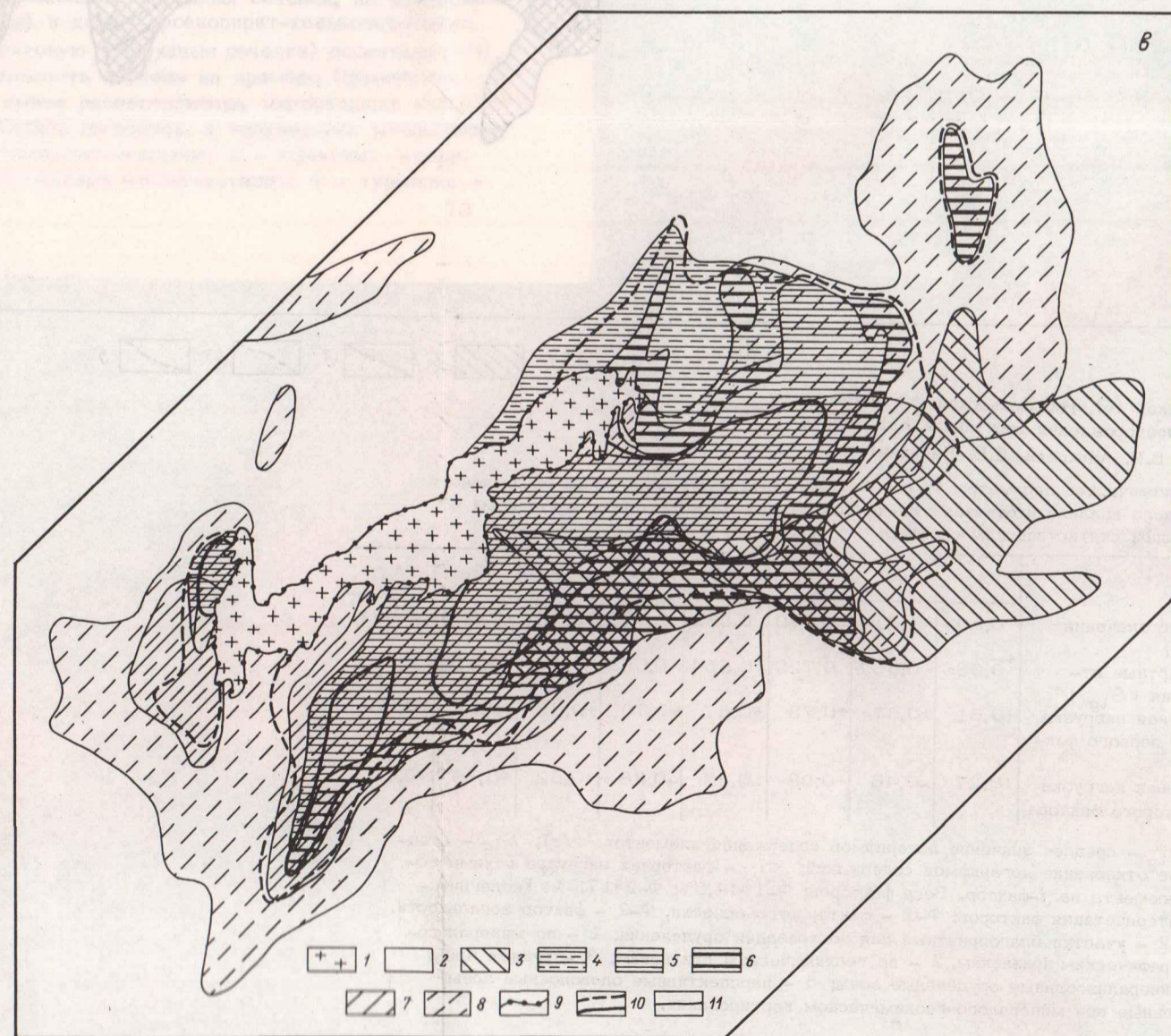
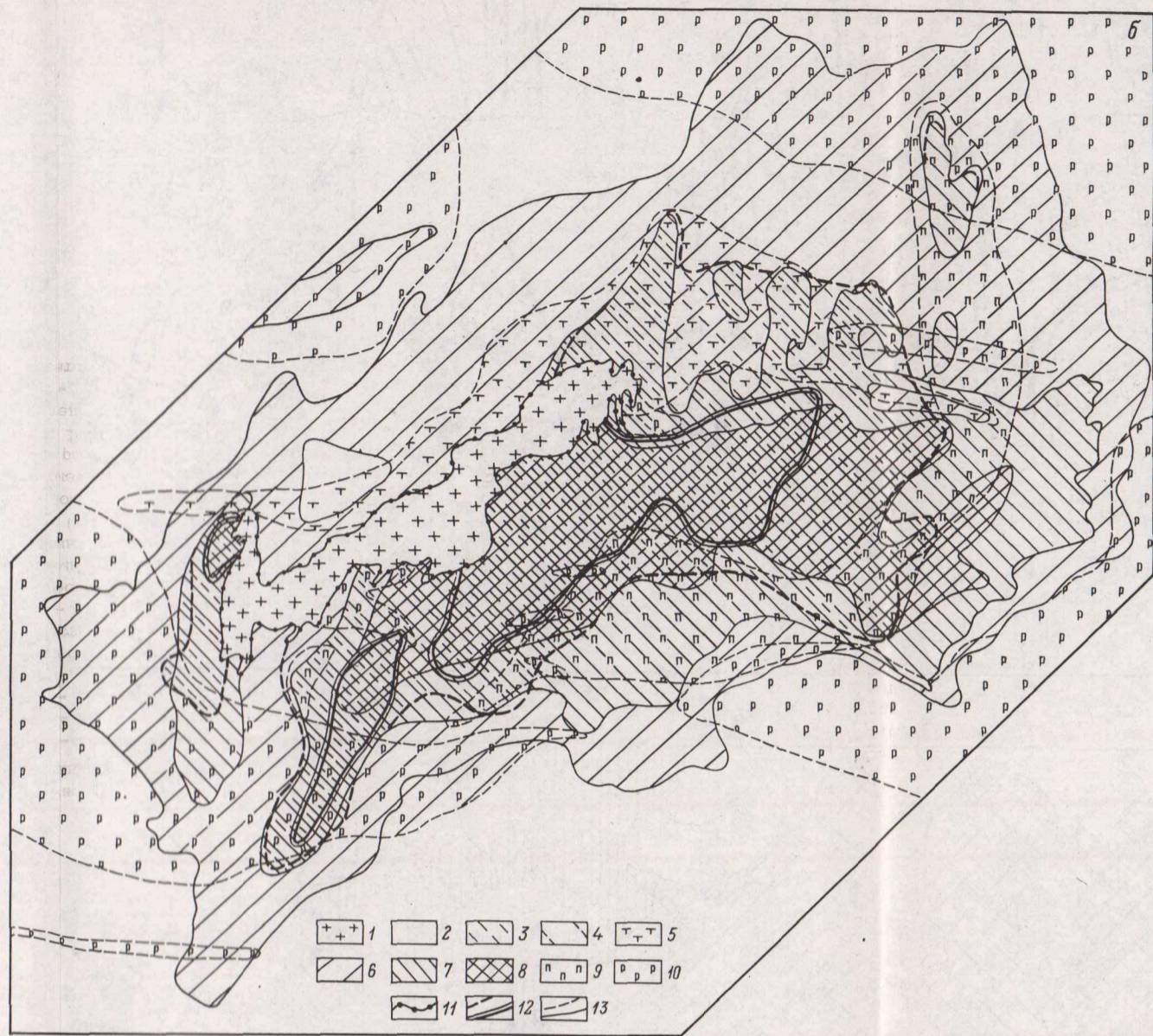
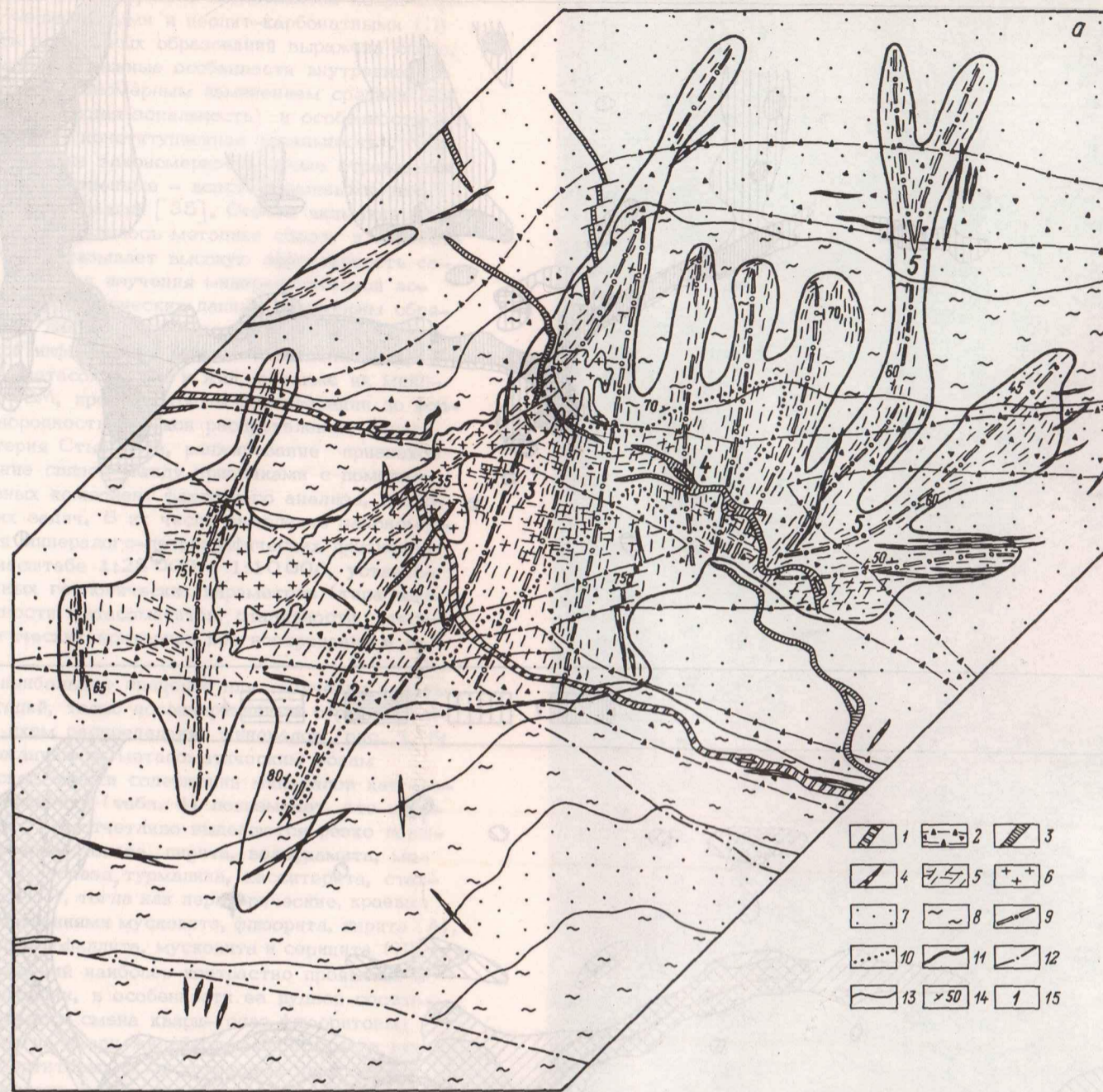


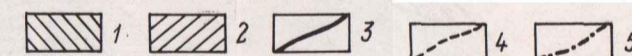
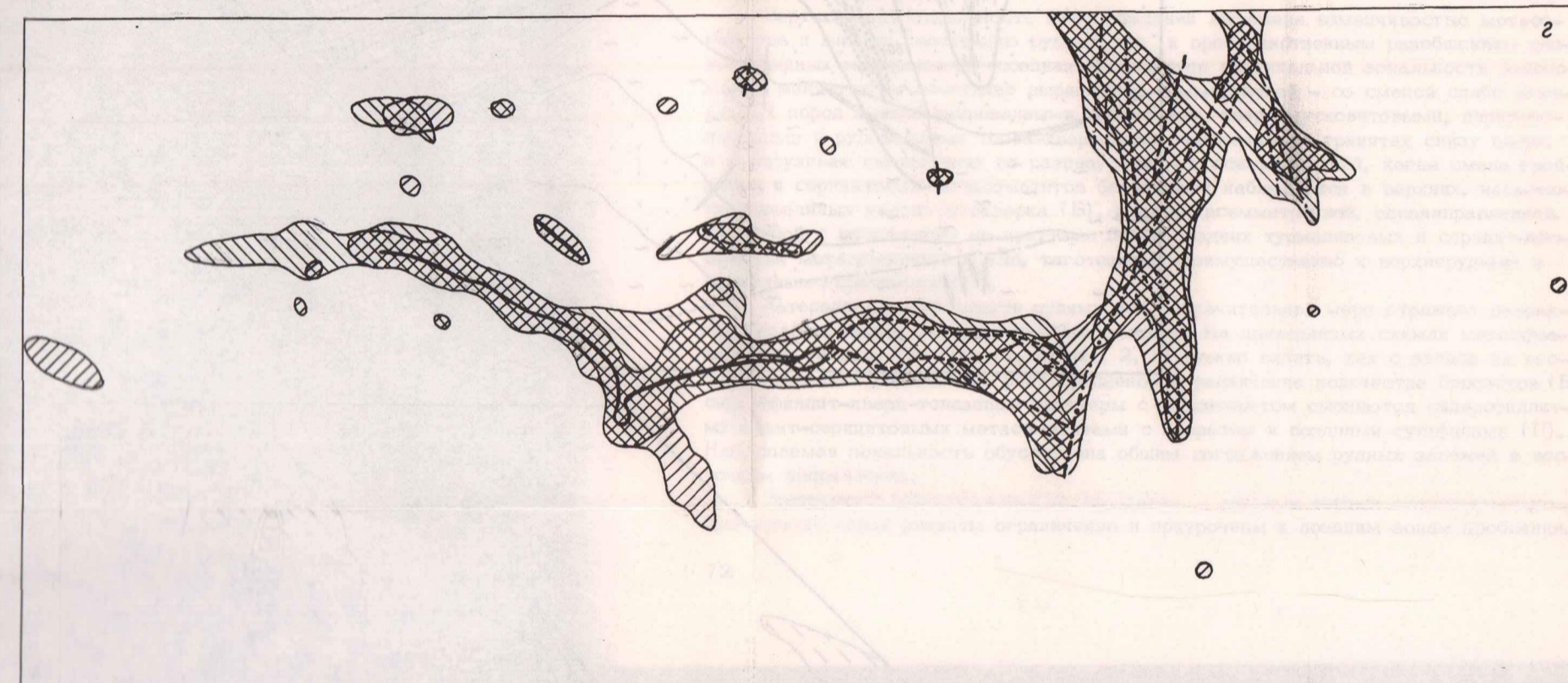
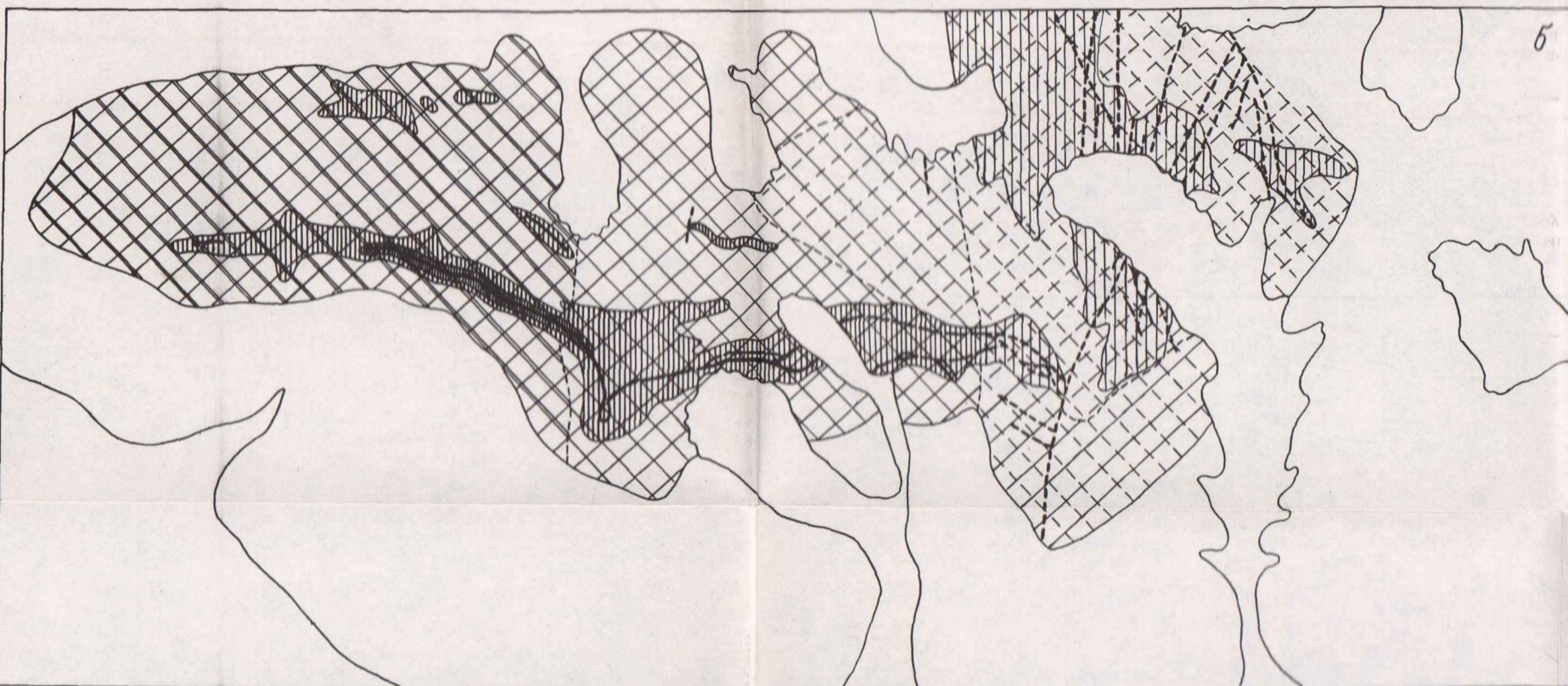
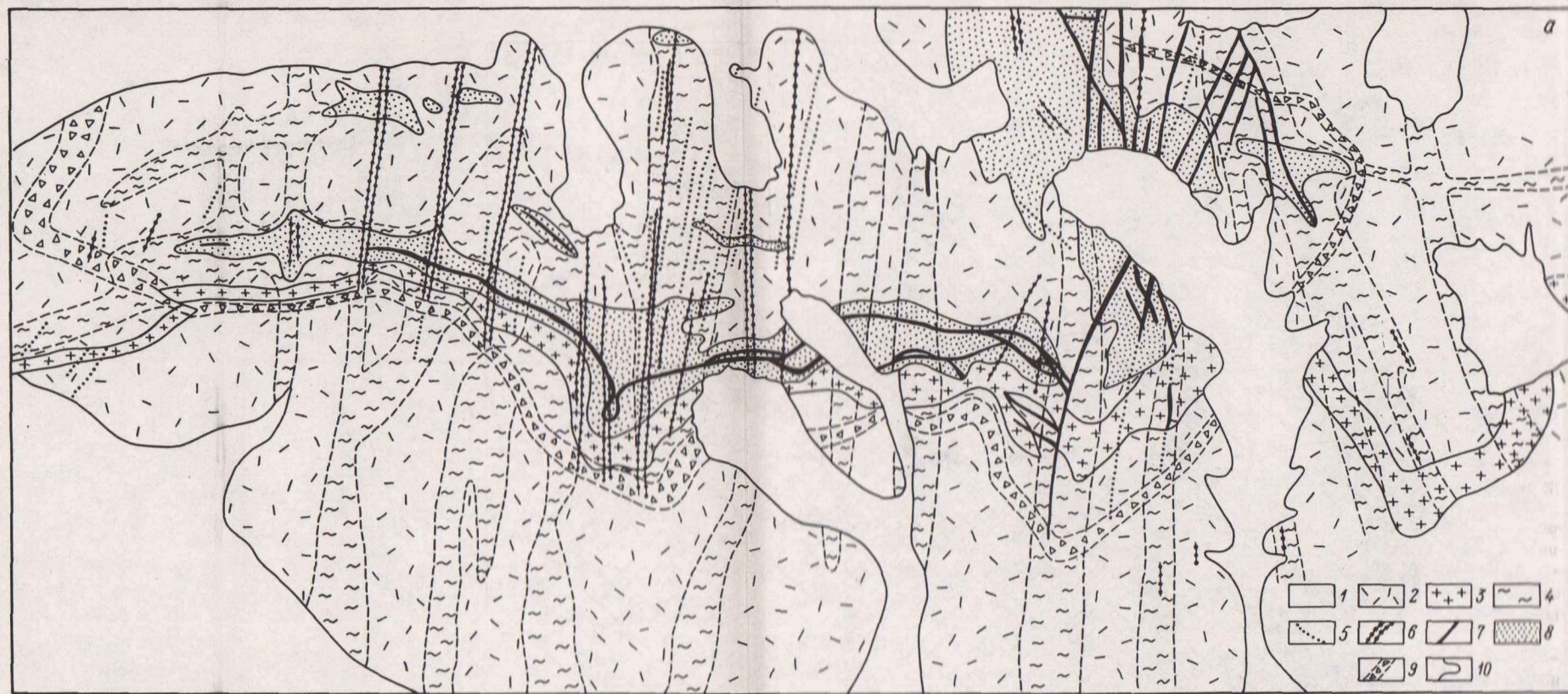
Рис. 1. Схема структурно-геологической (а), метасоматической (б) и минералогической (в) зональности Богутинского месторождения (составил Г.Т. Скублов).

а: 1 - каменноугольные дайки диоритовых порфири-
тов; 2 - пострудные зоны дробления и березитизации;
3-4 - каменноугольные дайки и силлы лампрофиров
(3) и диабазов (4); 5 - кварцевые жилы и прожилки
рудного штокверка; 6 - верхнедевонские мелко-средне-
зернистые аляскитовые граниты Богутинского массива;
7-8 - стратифицированные отложения среднего ордовика:
песчаники с подчиненными прослоями алевролитов
и кремнистых сланцев (7), сланцы, алевролиты с под-
чиненными прослоями песчаников, кварцитов и извест-
няков (8); 9 - осевые линии штокверково-прожилко-
вых зон; 10 - контуры зон с богатой шеелитовой ми-
нерализацией; 11 - контур рудоносного штокверка;
12 - разрывные нарушения; 13 - геологические гра-
ницы; 14 - элементы залегания жил; 15 - номера руд-
ных тел.

б: 1 - граниты; 2 - песчаники и сланцы; 3-4 - зоны
с богатой (3) и бедной (4) шеелитовой минерализа-

цией; 5-9 - синрудные метасоматиты: турмалиновые
слабо- и умереннопроявленные (5), серицит-березито-
вые слабо- и умереннопроявленные (6), грейзеново-
серицит-березитовые умеренно- и сильнопроявленные
(7), грейзеново-серицитовые сильно- и полнопроявлен-
ные (8), полевошпат-серицитовые слабо- и умеренно-
проявленные (9); 10 - дорудные родингитоподобные
метасоматиты; 11-13 - границы: гранитного массива
(11), зон шеелитовой минерализации (12), метасома-
тических зон (13).

в: 1 - граниты; 2 - песчаники и сланцы; 3-8 - жилы
и прожилки редкометалльного штокверка: поздние кварц-
кальцит-слодяные (3), существенно турмалиновые (4),
жильберит-слодяные (5), слодяные (6), ранние поле-
вошпат-слодяные (7), полевошпатовые (8); 9-11 -
границы: гранитного массива (9), зон с богатой (а)
и бедной (б) шеелитовой минерализацией (10), ми-
нералогических зон (11).



гис. 2. Схемы метасоматической (а), минералогической (б), геохимической (в) зональности и локального прогнозирования (г) Праворурийского месторождения (составили Ю.Б. Марин, Г.Т. Скублов, Ю.Л. Гульбин, Е.Б. Евангулова, В.И. Алексеев, Д.В. Никитин).

а: 1 - рыхлые отложения; 2 - субвулканические липаритовые игнимбриты; 3 - гранит-порфиры; 4 - зоны интенсивной и умеренной пропилитизации с участками рассеянного прожилкования (биотит-актинолит-эпидотовая ассоциация); 5-8 - рудоносные метасоматы грейзеново-турмалин-хлоритовой формации: 5 - 1 стадии (биотит-мусковитовая ассоциация с альбитом и калишпатом), 6 - 2 стадии (серицит-мусковитовая ассоциация), 7 - 3 стадии (мусковит-сидерофиллит-кварц-топазовая ассоциация с касситеритом), 8 - ареалы развития прожилков 3 стадии с околожильной грейзенизацией; 9 - минерализованные зоны дробления березитовой формации (кварц-серицит-хлорит-карбонатная ассоциация); 10 - геологические границы.

б: 1-11 - минеральные ассоциации грейзеново-турмалин-хлоритовой метасоматической формации: 1-3 - кварц-мусковит-биотитовых метасоматитов первой стадии (1 - калишпатовая, 2 - альбит-калишпатовая, 3 - альбитовая); 4-5 - кварц-серицит-мусковитовых метасоматитов и жил второй стадии (4 - мусковитовая, 5 - серицитовая); 6-8 - рудных прожилков с околожильной грейзенизацией третьей стадии (6 - сидерофиллит-топазовая, 7 - сидерофиллит-мусковитовая, 8 - альбит-серицитовая); 9-11 - грейзенов и жил осевой рудной зоны третьей стадии (9 - сидерофиллит-кварц-топазовая с касситеритом, 10 - мусковит-серицит-сидерофиллитовая с топазом, 11 - альбит-серицитовая с сидерофиллитом, мусковитом, хлоритом, альбитом); 12-13 - границы зон 1 и 2 стадий (12), 3 стадии (13).

в: 1-2 - значения геохимического параметра $\Phi-1$: 1 - более 1,25, 2 - от 0,25 до 1,25; 3-4 - значения геохимического параметра $\Phi-2$: 3 - более 1,75, 4 - от 0,75 до 1,75.

Геохимические параметры $\Phi-1$ и $\Phi-2$ рассчитаны методом главных компонент факторного анализа и отвечают значениям первых двух факторов, полученных по следующим статистическим оценкам:

	Mo	W	Sn	Bi	As	Zn	Pb	Ag
Средние значения (\bar{x}_{lg})	0,303	1,214	1,670	0,569	2,025	2,077	1,664	-0,531
Стандартные отклонения (S_{lg})	0,386	0,362	0,725	0,554	0,653	0,483	0,411	0,601
Факторная нагрузка ω_{i-1} первого фактора	+0,51	+0,57	+0,78	+0,67	+0,70	+0,62	+0,13	+0,88
Факторная нагрузка ω_{i-2} второго фактора	+0,27	-0,46	+0,08	-0,43	-0,38	+0,52	+0,80	+0,18

где \bar{x}_{lg} - среднее значение логарифмов содержаний элементов (г/т); S_{lg} - стандартное отклонение логарифмов содержаний; ω_{ij} - факторная нагрузка i -химического элемента на j -фактор. Веса факторов: $\Phi-1=44,5\%$; $\Phi-2=17,3\%$. Геологическая интерпретация факторов: $\Phi-1$ - фактор рудоносности, $\Phi-2$ - фактор зональности.

г: 1, 2 - участки благоприятные для локализации оруденения: 1 - по минералогическим признакам, 2 - по геохимическим признакам; 3 - рудные зоны; 4 - минерализованные оруденельные зоны; 5 - перспективные оловосные зоны, выделенные при минералогическом-геохимическом картировании.

Их роль в рассматриваемом ряду месторождений закономерно увеличивается. Поздняя минерализация либо не фиксируется совсем (А), либо представлена кварц-карбонат-эпидотовыми (Б), хлорит-серицит-эпидотовыми и цеолит-карбонатными (П) метасоматитами и жилами. Зональность пострудных образований выражена слабо.

Минералогическая зональность. Наиболее важные особенности внутреннего строения рудных зон надежно фиксируются закономерным изменением средних содержаний минерало-индикаторов (концентрационная зональность) и особенностями их состава, структуры и физических свойств (конституционная зональность). Как правило, рудоконтролирующие минералогические закономерности лучше отражаются концентрационными показателями, а пространственные — конституционными, что учитывается при картировании минеральных аномалий [35]. Особое внимание при проведении минералогического картирования уделялось методике сбора и обработки геологической информации. Опыт работ показывает высокую эффективность современных математических методов и ЭВМ для изучения минералогической зональности. Систематизация минерало-петрографических данных наилучшим образом осуществляется путем создания банка данных, признаковое пространство которого наряду с различной геологической информацией включает сведения о процентном соотношении вмещающих пород, метасоматитов и жил, а также их минеральном составе. Обработка данных на ЭВМ, предусматривающая операции по формированию выборок, проверки их на однородность и закон распределения, попарное сравнение выборок с помощью критерия Стьюдента, ранжирование признаков по величине их информативности, изучение связей между признаками с помощью корреляционного анализа и метода главных компонент факторного анализа, позволяет решать широкий круг геологических задач. В их числе выявление закономерностей пространственного распределения минерало-петрографических признаков путем построения карт зональности в масштабе 1:25 000 и 1:10 000, установление зависимости признаков от различных геологических параметров (типа вмещающих пород, формационной принадлежности метасоматитов, стадийности, степени рудоносности), разработка минералогических критериев прогнозирования и построение прогнозных карт.

Исследованиями установлено, что наибольшее значение для изучения зональности имеют минералы продуктивных стадий, тесно ассоциированные с рудной минерализацией. Рассмотрение площадных схем распределения минералов (рис. 1, б; рис. 2, б), данных об их средних содержаниях по метасоматическим зонам (табл. 2, 3) и результатов статистической оценки содержаний минералов как критериев стадийности, зональности и рудоносности (табл. 4) показывает, что центральные, осевые, части минерализованных тел отчетливо выделяются резко повышенным количеством в метасоматитах кварца, топаза, пирита, вольфрамита, молибденита (А), мусковита и шеелита (Б), топаза, турмалина, касситерита, станноидита, моусонита и самородного висмута (П), тогда как периферические, краевые части характеризуются увеличенными содержаниями мусковита, флюорита, пирита (А), полевых шпатов, серицита, хлорита (Б), сидерофиллита, мусковита и серицита (П).

Вертикальная зональность месторождений наиболее контрастно проявлена в изменении состава прожилковой минерализации, в особенности ее рудной составляющей. По восставию рудных тел отмечается смена кварц-топаз-флюоритовых прожилков с вольфрамитом, молибденитом на кварц-жильбертит-пиритовые и цеолитовые безрудные прожилки (А); жильбертитовых и мусковитовых прожилков с шеелитом на калишпат-серицитовые и флюорит-карбонатные прожилки (Б); молибденитовой ассоциации, характерной для прожилков подрудных сечений, на вольфрамит-леллингитовую (нижнерудные сечения) и далее арсенопирит-халькопиритовую (верхнерудные сечения) и сфалерит-галенитовую (надрудные сечения) ассоциации (П).

Продольная минералогическая зональность изучена на примере Правурмийского месторождения. Она выражена в смене разностадийных минеральных ассоциаций по простиранию рудной зоны с запада на восток, в направлении уменьшения уровня эрозионного среза: 1 стадия — калишпат → альбит; 2 — мусковит → серицит; 3 — сидерофиллит-топаз-касситерит → кварц-альбит-серицит; 4 — турмалин →

Т а б л и ц а 2

Вертикальная зональность месторождения Аксай

Минерал	Содержание минералов (в об.%) по метасоматическим зонам							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Кварц	40	52	63	81	56	43	18	12
Мусковит	11.6	14.2	13.2	2.4	8.9	11.9	8.5	4.9
Топаз	-	-	3.0	9.6	5.2	1.2	-	-
Флюорит	1.6	1.6	2.4	1.8	2.6	1.7	0.6	0.1
Пирит	1.3	2.5	4.0	4.8	3.5	2.9	2.9	1.7

П р и м е ч а н и е. I-VIII-метасоматические зоны: грейзенизированных гранитов (I), кварц-мусковитовых (II), пирит-топазовых (III) и рудоносных топаз-кварцевых (IV) апогранитных грейзенов; пирит-топазовых (V), березитоподобных (VI) аполипаритовых грейзенов и березитизированных липаритов (VII) с редкометалльным штокверком; слабо измененных липаритов (VIII).

Т а б л и ц а 3

Поперечная зональность месторождения Правоурмийское

Порода, минерал	Метасоматические зоны			Порода, минерал	Метасоматические зоны		
	1	2	3		1	2	3
Вмещающие породы	21.1	49.2	61.1	Топаз	2.4	0.5	0.1
Метасоматиты	49.4	32.3	20.0	Кварц	4.4	3.9	2.5
Жилы	25.5	8.5	3.4	Флюорит	2.1	1.8	0.8
Серицит	1.4	2.0	1.5	Турмалин	1.7	0.4	0.1
Мусковит	0.9	2.0	1.1	Касситерит	0.6	0.1	0.2
Сидерофиллит	0.9	1.6	1.0	Сульфиды	2.2	1.7	1.1

П р и м е ч а н и е. Приведены средние содержания пород и минералов грейзеново-турмалин-хлоритовой формации для осевой рудной зоны (1), ореольно-штокверковой (2) и периферической (3) зон месторождения. Содержания даны в объемных процентах (породы и жилы) и баллах (минералы: 0 - отсутствие, 1 - 0.1-3%; 2 - 3-10; 3 - 10-30; 4 - более 30%).

→ хлорит и сульфиды олова → касситерит; 5 стадия - серицит хлорит (рис. 2, б).

Зональность рудных прожилков однотипна с околожильной зональностью грейзенов; она может быть представлена такой последовательностью образования минералов: мусковит-биотит-топаз-вольфрамит-касситерит-кварц-арсенопирит-флюорит. Сходные соотношения установлены для ряда редкометалльных месторождений Казахстана и Забайкалья [6, 1]. Изменения в составе жильного выполнения происходят как в направлении, перпендикулярном к зальбандам, так и по простиранию прожилков. Первый случай отвечает зональности отложения минералов в полостях, образованных при одноактном раскрытии трещин, со сменой более щелочных парагенезисов более кислотными [4]; второй - обусловлен латеральной зональностью относительно осевой рудной зоны.

Чуткими индикаторами зональности являются типоморфные свойства минералов, в том числе особенности их морфологии, химический состав и содержание элементов-примесей. Морфологический анализ пиритов и касситеритов устанавливает изменение габитусных форм кристаллов в зависимости от степени метасоматической проработки пород и с глубиной [11, 21]. Показано, в частности, что

Т а б л и ц а 4

Содержания минералов как индикаторы стадийности, зональности и рудоносности метасоматитов грейзеново-турмалин-хлоритовой формации месторождения Правоурмийское

Признаки	Минералы									
	Аб	Срц	Мс	Сдрф	Тп	Кв	Фл	Трм	Ксс	Слф
Стадийность	62	123	55	191	170	12	24	399	54	46
Поперечная зональность	3	5	18	12	158	38	39	118	50	30
Продольная зональность	51	24	14	30	16	44	28	8	7	64
Рудоносность	8	28	26	25	331	77	41	192	281	127

Примечание. Приведены увеличенные в 100 раз максимальные значения информативности при попарном сравнении содержаний минералов для различных групп изучаемых выборок ($I = ((\bar{x}_1 - \bar{x}_2) / S^2)$), где \bar{x}_1 и \bar{x}_2 – средние содержания минералов для первой и второй выборок, S – стандартное отклонение для сводной выборки. Обозначения минералов см. в табл. 1.

эволюция пирита минерализованных тел протекает в направлении усложнения кристалломорфологических форм и смены пирита кубического габитуса пентагондодекаэдрическим и октаэдрическим. Зависимость носит статистический характер и в случае Аксайского купола выражена следующим образом: в нижних частях разреза (грейзенизированные граниты, кварц-мусковитовые грейзены) наиболее типичны пириты с гранями куба и октаэдра; в прикупольных топазовых грейзенах к ним добавляются пентагон-додекаэдр, тетрагон-триоктаэдр и некоторые другие простые формы, облик пирита характеризуется наибольшей сложностью; в апоэффузивных грейзенах распространены кубические кристаллы, количество простых форм минимально. Изучение касситерита Правоурмийского месторождения, проведенное И.А. Вдовиной [5], позволило выявить эволюцию этого минерала от 1-го к 5-му кристалломорфологическому типу, по классификации Н.З. Евзиковой, и увеличение бальности (отражающей содержания в пробах различных типов кристаллов) по возрастанию рудных тел.

Соотношение видообразующих компонентов в минералах переменного состава из различных типов вмещающих пород и метасоматических зон, как правило, меняется незначительно (слюды, топаз, турмалин), либо незакономерно колеблется (вольфрамит). Направленное изменение химизма обнаружено лишь для арсенопирита и вольфрамита Правоурмийского месторождения: при переходе от нижнерудных сечений к верхнерудным отмечается уменьшение значений отношения As/S в арсенопирите (от 1,081 до 0,980) и увеличение марганцовистости вольфрамита (от 36 до 65 мол.% $MnWO_4$).

Более тонко реагирует на условия минералообразования состав элементов-примесей минералов. В целом ряде публикаций приводятся данные по перераспределению при грейзенизации примесей в кварце [4, 36], слюдах [7], топазе [10, 16], вольфрамите [33], касситерите [20]. По мнению Е.В. Плюшева и В.В. Шатова [23], изменение редкоэлементного состава минералов определяется действием двух разнонаправленных факторов: самоочищением индивидов в процессе перекристаллизации и захватом рудных примесей, накапливающихся в гидротермалите. Изучение распределения редких элементов в минералах месторождения Аксай

Т а б л и ц а 5

Средние содержания редких элементов (в г/т) в минералах грейзенов месторождения Аксай

Минерал	Эле- мент	Тип пород					Минерал	Эле- мент	Тип пород						
		1	2	3	4	5			1	2	3	4	5		
Кварц	Tl	0.25	0.15	0.12	0.10	0.12	Флюорит	V	47	37	41	22	32		
	Zr	15.4	9.7	18.2	55.0	63.0		Ti	539	276	100	138	100		
	Nb	2.8	2.8	2.1	3.1	3.6		Mn	123	97	50	48	47		
	Li	22.0	20.7	12.8	7.8	6.0		Sc	12.8	9.3	2.0	3.8	1.9		
	Mo	2.2	1.8	3.1	2.9	2.0		Zr	75	76	28	38	52		
	Be	1.6	1.3	2.7	2.7	2.1		Nb	10.8	5.6	3.0	5.3	2.0		
	Bi	0.19	0.30	0.42	0.12	0.18		Be	1.8	1.2	2.3	3.1	5.1		
	Zn	95	98	93	98	93		Sn	2.0	1.2	0.7	1.0	0.8		
	Pb	2.3	3.3	2.8	1.7	1.3		Sb	1.21	1.79	0.82	0.23	0.09		
	Th	2.4	1.6	2.4	3.4	5.6		Ag	0.24	0.70	0.04	0.15	0.05		
	Cd	0.16	0.16	0.11	0.08	0.11		N	4	9	8	4	5		
	N	10	9	18	7	8		Пирит	Ni	10.5	6.7	6.0	6.7	6.0	
	Мусковит	V	25.5	16.2	19.5	15.8			5.6	Co	29.3	15.4	15.5	63	82
		Ti	1960	1363	1351	1099			919	Ti	194	156	100	112	124
Mn		2066	2604	1652	1145	1924	Zr		41	33	21	25	30		
Sc		112	48	44	51	34	Y		11.4	11.8	8.2	7.8	8.9		
Ga		92	74	82	54	81	Nb		13.2	13.8	9.8	11.0	11.4		
Zr		28	22	16.6	43	28	W		33	47	38	46	53		
Nb		47	29	31	26	24	Bi		2.72	2.92	1.47	0.12	0.12		
Li		400	438	390	466	-	Cu		49	28	30	18	26		
W		28.1	19.1	26.1	22.5	15.0	Zn		167	155	131	98	89		
Be		11.4	10.6	10.8	14.7	9.2	Pb		1608	1427	121	12.6	21		
Sn		196	181	221	92	161	Cd		0.28	0.54	0.27	0.10	0.19		
Zn		84	120	55	69	74	Sb		12.3	15.1	13.9	14.3	15.7		
Ag		0.21	0.13	0.13	0.18	0.14	Ag		3.14	2.54	0.52	0.21	0.28		
N		8	10	24	5	3	N	11	10	16	8	7			

П р и м е ч а н и е. Типы пород приведены в табл. 1. N - число проб.

Таблица 6

Средний состав и микронеоднородность вольфрамитов месторождения Аксай

Тип пород	N	Nb ₂ O ₅ , %	Sc ₂ O ₃ , %	ΔN	ΔNb ₂ O ₅ , %	ΔSc ₂ O ₃ , %
Грейзенизи- рованный гранит	67	0,61	0,03	1.0(1.0)	0.11(0.11)	0.003(0.01)
Кварц-мус- ковитовый грейзен	63	1,42	0,06	7.8(33)	0.67(2.84)	0.008(0.04)
Кварц-то- пазовый грейзен	60	1,58	0,17	12.5(53)	0.66(4,76)	0.050(0.32)

Примечание. Приведены средние содержания окислов и величины микронеоднородности (взятая по абсолютной величине разность содержаний окислов в центральной и краевой частях зерна); в скобках указаны максимальные значения. N — номер вольфрамита.

(табл. 5) показывает, что пирит, флюорит, мусковит обнаруживают вынос (-) большинства примесей, а кварц, топаз, вольфрамит концентрируют (+) элементы-индикаторы: пирит = +Sb, Co/-Zr, Y, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag; флюорит = +Mo, Be/-Ti, Mn, Sc, Zr, Nb, Sn, Ag; мусковит = +Zr, Tl, Bi/-Ti, V, Sc, Nb, Ga, Li, Rb, Cs; кварц = +Zr, Nb, Th, U/-Li, Rb; топаз = +Ge, Mo, Bi, Zn, Cd; вольфрамит = +Nb, Sc. К индикаторным элементам, содержания которых закономерно возрастают во внутренних, в том числе рудоносных фациях грейзенов, относятся ведущие элементы рудных ассоциаций, а также элементы, распределение которых осложнено преобладающим влиянием таких факторов минералообразования, как температура, давление, кислотность-щелочность растворов и др.

Особый интерес представляет распределение сурьмы и кобальта в пирите, скандия и индия в вольфрамите. Установлены заметные различия вольфрамитов из грейзенизированных гранитов, мусковитовых и топазовых грейзенов (табл. 6). Наиболее чутким индикатором рудного процесса является скандий, максимальные концентрации которого (0,34% Sc₂O₃) наблюдаются в вольфрамите рудоносных топаз-кварцевых грейзенов. При этом вольфрамиты из однотипных метасоматитов в 2-3 раза богаче скандием на рудных участках по сравнению с безрудными. Во многом аналогично распределение кобальта в пирите, содержания которого возрастают от 15 г/т (слабо измененные граниты и мусковитовые грейзены) до 82 г/т (топазовые грейзены). По мнению некоторых исследователей, условиями, благоприятными для накопления Ta, Nb, Sc в вольфрамите, Co в пирите и роста Co/Ni отношения можно считать увеличение температуры, повышение кислотности и окислительного потенциала рудообразующих растворов [31, 33]. Изменение редкоэлементного состава минералов в объеме минерализованных зон определяется совместным действием двух факторов: метасоматической зональности и типа вмещающих пород. В соответствии с симметричным характером вертикальной зональности Аксайского месторождения во внутренних частях минерализованного купола по сравнению с внешними увеличены концентрации Zr, Th в кварце, Zr, Bi в мусковите, Be в флюорите, Sb, Co в пирите, Sc, Nb в вольфрамите; одновременно перечисленные минералы наиболее существенно обеднены Li, Rb (кварц), Li, Rb, Cs, Mn (мусковит), Tl, V (флюорит), большинством примесей (пирит) (табл. 7).

Таблица 7

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в минералах месторождения Аксай по метасоматическим зонам

Минерал	Элемент	Метасоматические зоны							
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Кварц	Zr	16,2	13,5	24,1	61	71	29	-	-
	Nb	2,7	2,2	3,0	4,0	6,3	5,7	-	-
	Li	21,2	17,2	13,8	5,3	16,3	20,3	-	-
	Rb	9,1	10,3	12,6	4,5	13,1	20,5	-	-
	Be	1,2	1,4	3,5	2,5	4,8	18,7	-	-
	Pb	2,1	2,9	2,4	1,6	1,3	1,4	-	-
	Th	1,7	1,9	3,5	4,8	3,8	2,5	-	-
	Sb	0,11	0,18	0,06	0,13	0,03	0,03	-	-
	N	7	22	12	12	12	6	-	-
	Мусковит	V	29,5	20,2	14,8	11,8	45	61	-
Mn		1869	1986	1872	1123	1109	1334	-	-
Ga		100	79	81	35	61	33	-	-
Zr		12,4	19,6	15,1	42	20,8	19,1	-	-
Li		566	408	374	236	588	557	-	-
Rb		2282	2277	2249	2151	2210	2210	-	-
Cs		70	71	63	53	70	75	-	-
W		28,7	24,7	20,9	22,5	38,2	33,5	-	-
Be		10,4	10,9	10,4	15,5	13,2	16,5	-	-
Bi		0,06	0,25	0,17	1,27	0,09	0,32	-	-
Sb		0,16	0,15	0,12	0,11	0,15	0,18	-	-
N		6	23	16	5	4	3	-	-
Флюорит		V	-	43	32	32	44	45	-
	Ti	-	221	155	129	378	358	-	-
	Be	-	1,4	2,5	4,5	3,0	1,2	-	-
	Sn	-	1,1	1,0	0,8	2,6	1,7	-	-
	N	-	10	14	5	5	6	-	-
Пирит	Co	52	12,2	19,0	98	58	88	147	163
	Ni	8,8	6,0	6,0	6,0	19,2	40	61	131
	Ti	237	112	111	123	288	377	263	266
	W	45	37	52	49	53	65	78	88
	Bi	0,90	2,51	0,89	0,11	0,34	0,46	3,44	4,30
	Zn	244	133	112	91	99	121	142	135
	Pb	858	629	170	14,0	18,5	28,9	26,7	112
	Cd	0,37	0,42	0,19	0,14	0,11	0,11	0,10	0,55
	Sb	6,8	13,4	16,2	15,9	10,8	11,1	10,1	5,2
	Ag	2,25	1,38	0,71	0,22	0,39	0,40	0,54	1,76
	N	6	17	15	12	21	21	7	4
Вольфрамит	Nb ₂ O ₅	32	142	105	96	265	98	-	-
	Sc ₂ O ₃	1,0	0,8	4,3	10,4	31	16	-	-
	W	1	6	6	4	4	1	-	-

Примечание. Характеристика метасоматических зон (I-VIII) приведена в табл. 2.
N - число проб, (-) - нет данных.

По данным Е.Г. Пановой и В.Н. Вашенок [22], Г.Т. Скублова и др. [28], зональность Богутинского штокверка выражена в приуроченности к центральным частям рудных тел максимальных концентраций в мусковите — $Li, Cs, Sn, Nb, W, Sc, Mn, Ti, V$, в шеелите — редкоземельных элементов и прежде всего Y, Dy, Er, Nd . При этом неодим является индикатором осевых частей рудных тел с наиболее богатой шеелитовой минерализацией. Степень фенгитовости слюд штокверка закономерно уменьшается от жильбертитов к поздним серицитам, от рудных жил к безрудным, от наиболее богатых рудных тел к бедным. Ореолы повышенных содержаний лития в жильбертитах полностью совпадают с контурами рудных тел. Для кварца установлено пониженное содержание большинства элементов-примесей в наиболее богатых рудных жилах, что связано с его самоочищением при перетолжении. По декрептофоническим данным рудные тела выделяются максимумами интенсивности растрескивания газово-жидких включений. Индикаторами степени эродированности месторождения служат гольмий и лютеций в шеелите: лютеций концентрируется в шеелитах наиболее эродированной части штокверка, а гольмий — в наименее эродированной.

На Правоурмийском месторождении показателем вертикальной зональности служит содержание элементов-примесей в касситерите: с запада на восток от сильно к слабо эродированным участкам рудной зоны концентрации индия и железа в минерале закономерно возрастают, вольфрама и титана — падают.

Роль вмещающих пород в распределении микропримесей определяется преимущественным накоплением в минералах тех элементов, которыми обогашены исходные породы и развитые по ним метасоматиты. На месторождении Аксай эта зависимость проявлена обогащением минералов из гранитной части разреза Pb (кварц), Ga (мусковит), Ge, Cd (топаз), Pb, Ag, Cd, Zn (пирит); минералов надинтрузивной зоны — Be (кварц), V, Be (мусковит), Zr, Be (топаз), Co, Ni, Zr, Ti (пирит). На Богутинском месторождении индикатором рудовмещающих толщ служит шеелит: в гранитах он концентрирует Mo, Y , редкие земли; в песчаниках — Cu, Ce ; в карбонатных породах — La, Nd . Слюды гранитов по сравнению со слюдами штокверка обогашены Mo, Nb, Sc, Mn, Ti, Zr и обеднены W, Sn, V, Be, Ba, Bi .

Одной из наиболее характерных черт минералов грейзенов является неоднородность их внутреннего строения, выраженная, в частности, в ритмически-зональном распределении микропримесей в объеме кристаллов. Как показало микроскопическое изучение мусковита, биотита, турмалина, вольфрамитов и касситерита сравнимых месторождений, степень микронеоднородности закономерно возрастает от породообразующих минералов к рудным, от внешних зон изменений к внутренним, от безрудных участков к рудным, отражая увеличение нестабильности условий минералообразования. Отмеченные зависимости могут быть проиллюстрированы на примере вольфрамитов. По данным Г.Ф. Ивановой и др. [13], гомогенность или устойчивая неоднородность состава вольфрамитов является одной из характерных черт, по которым различаются редкометалльные объекты. Важно отметить, что неоднородность состава часто оказывается соизмеримой как в микро-, так и в макромасштабе. Как следует из табл. 6, степень микронеоднородности вольфрамитов (взятая по абсолютной величине разности концентраций элемента в центральной и краевой частях зерна) в отношении Fe, Mn, Sc, Nb направленно возрастает при переходе от грейзенизированных гранитов к мусковитовым грейзенам, достигая максимума в топазовых грейзенах. Характерна и другая зависимость: как правило, на участках с богатой рудной минерализацией все вольфрамиты отчетливо зональные, в то время как на участках с убогим оруденением зональность вольфрамитов выражена слабо. Таким образом, повышенная микронеоднородность вольфрамитов может служить критерием неустойчивости обстановки минералообразования (в первую очередь резких перепадов давления и как следствие изменчивости pH и E_h среды при дегазации гидротерм), благоприятствующей формированию богатых рудных столбов.

Таблица 8

Средние содержания окислов и элементов в главных типах метасоматитов и рудных жил месторождений Аксай, Богуты, Правосурмийское

Эле- менты	Геохимические совокупности									
	1(30)	2(23)	3(38)	4(16)	5(16)	6(41)	7(10)	8(20)	9(18)	10(9)
SiO ₂	75.75	74.37	73.53	71.35	83.82	69.85	70.74	68.66	70.23	75.63
Al ₂ O ₃	11.97	12.47	12.25	8.87	8.96	14.21	14.10	13.48	12.79	13.33
Fe ₂ O ₃	0.63	1.05	2.38	7.12	0.70	0.88	1.19	3.72	4.98	1.68
FeO	1.16	1.17	1.30	0.79	1.09	1.99	1.75	1.46	1.39	1.01
MgO	0.27	0.39	0.62	0.48	0.33	0.81	0.78	1.02	0.76	0.41
CaO	0.26	0.30	0.53	0.73	0.50	0.58	0.58	1.00	0.85	0.63
Na ₂ O	3.19	1.20	0.23	0.06	0.07	3.26	1.66	0.40	0.31	0.12
K ₂ O	4.87	5.35	3.88	0.66	0.52	4.35	4.66	4.08	1.68	0.59
П.п.п.	0.33	1.23	2.85	6.04	1.32	1.50	2.23	3.89	4.13	2.62
Cr	7.2	7.4	5.6	5.8	6.1	7.1	6.5	6.2	5.9	5.9
Ni	9.0	8.7	6.8	7.7	10.5	8.9	9.1	9.1	9.2	10.2
Co	1.7	1.9	2.2	15.9	4.2	3.9	3.5	3.7	8.7	4.9
V	2.8	2.7	4.1	2.2	2.1	30.8	32.1	21.1	8.5	2.8
Ti	597	637	541	290	296	2094	1897	1355	946	490
Mn	409	684	635	99	94	708	857	604	207	222
P	64	89	84	61	126	289	272	228	114	105
Sc	8.6	8.2	11.0	3.0	3.4	9.1	9.3	12.8	12.9	13.2
Sr	11.2	10.7	4.0	2.1	1.5	199	99	20.7	13.1	3.6
Ba	177	187	161	119	109	1459	1132	922	430	147
Tl	2.98	2.99	1.97	0.04	0.05	2.44	3.22	2.46	0.37	0.06
Ga	24.6	25.3	28.7	2.2	1.2	17.9	20.6	23.1	8.3	2.0
Ge	1.8	1.4	1.7	11.2	6.2	0.8	1.3	1.6	8.3	14.7
Zr	134	118	110	105	140	214	199	219	200	156
Yb	2.6	2.0	1.7	1.3	1.1	2.2	2.2	2.6	2.7	2.6
Y	12.6	14.5	12.6	5.2	3.2	24.0	22.2	29.6	17.6	10.9
Nb	40	46	45	59	82	15.2	14.8	19.1	38	91
Li	52	91	121	36	17	78	152	256	150	42
Rb	601	771	767	57	34	375	594	861	246	53
Cs	11.3	18.5	21.9	1.9	1.3	22.3	32.3	34.5	9.1	2.1
F	0.18	0.29	0.56	1.98	1.50	0.07	0.20	1.13	3.30	2.00
S	0.36	0.47	0.67	2.76	0.68	0.32	0.48	1.23	1.96	1.26
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	3.3	4.8	9.2	21.9	222	4.7	5.4	8.0	41.5	116
W	36	30	118	82	100	15.7	31	77	138	727
Be	10.0	9.3	10.8	6.1	9.1	3.9	11.2	23.7	10.7	7.7
Sn	9.1	19.8	68	6.9	7.7	6.6	13.0	70	20.6	11.4
Bi	2.9	5.5	8.8	1.1	1.2	1.6	5.4	17.1	1.3	1.3
Cu	43	51	47	49	55	50	50	54	47	50
Zn	50	246	85	47	26	69	95	55	33	26
Pb	53	204	58	12.8	3.7	39.2	28.7	34.6	8.9	3.2
Th	49	51	54	36	39	22.0	22.0	29.5	23.8	23.6
U	21.6	28.8	17.9	34.7	35.9	5.6	5.5	6.7	11.2	18.6
Cd	0.22	1.55	0.30	0.07	0.05	0.20	0.26	0.10	0.06	0.05
Sb	0.20	0.61	0.55	0.47	0.18	0.97	0.63	0.47	0.20	0.08
Hg	1.11	1.41	1.02	1.13	0.75	0.82	0.89	0.73	0.85	0.69
Ag	0.22	0.45	0.24	0.14	0.09	0.16	0.24	0.19	0.15	0.12
In	0.28	0.29	0.60	1.18	0.31	0.40	0.42	0.61	0.84	0.45

Геохимические совокупности

11(9)	12(10)	13(31)	14(120)	15(46)	16(72)	17(21)	18(6)	19(25)	20(20)
75.45	75.14	61.58	62.88	62.68	62.89	61.93	83.84	83.34	89.79
13.89	13.39	14.04	12.43	12.75	13.72	14.28	7.09	4.70	3.44
0.50	0.48	1.34	1.16	1.69	2.67	2.76	0.38	0.60	0.38
0.47	0.97	5.13	4.16	3.49	3.06	3.19	1.25	1.98	1.52
0.43	0.54	4.47	3.69	3.37	3.77	3.52	0.51	0.84	0.57
0.51	0.80	4.34	7.98	5.05	3.73	3.21	1.30	2.58	1.27
3.26	1.89	2.01	1.77	1.77	1.60	1.14	0.59	0.11	0.23
4.56	4.42	3.17	2.41	2.63	3.06	3.63	2.13	1.11	0.98
0.91	1.44	2.31	2.26	5.08	3.91	4.58	2.08	2.45	0.57
14.1	9.0	105	98	96	102	100	13.0	13.0	11.0
5.2	7.5	44	36	39	35	44	13.0	16.0	12.0
3.6	3.7	20	17	17	16	22	5.0	5.0	3.0
4.5	6.2	125	102	100	105	58	22	12.0	10.0
286	244	5040	4160	4480	5070	4460	314	328	136
464	680	796	870	872	893	800	460	774	678
411	650	698	605	593	652	649	604	439	211
1.6	5.2	22.2	19.1	18.2	19.5	19.0	4.7	3.3	3.0
31	28	165	214	148	120	69	62	25	22.0
61	101	630	400	577	563	950	116	130	91
1.59	2.28	1.13	0.67	0.99	1.52	2.14	0.91	0.73	0.36
18.9	25.2	19.0	17.0	17.0	17.0	21.0	13.0	7.0	5.0
0.7	0.8	0.6	1.0	0.9	1.2	0.9	0.7	0.7	0.7
25.1	22.8	176	160	170	183	183	15.0	4.0	2.0
1.7	1.6	3.7	3.7	3.5	3.8	4.1	0.9	1.0	0.8
20.6	17.3	32	31	32	33	31	16	8.0	7.0
25.0	33.1	14.4	12.0	12.3	14.5	15.2	5.2	3.2	2.0
22.4	29.2	59	35	73	98	320	76	63	24
423	478	119	80	166	303	516	171	134	69
31.9	34.2	20.0	15.0	24	44	102	40	14.0	5.0
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.10	0.03
0.80	1.26	1.04	1.07	1.10	1.26	1.29	7.4	4.6	3.1
1.5	1.8	1.4	1.7	3.6	6.9	17.8	11.5	7.9	6.4
4.3	6.2	1.3	1.6	4.0	12.9	8.9	6.5	9.6	13.9
5.2	7.0	4.7	15.5	14.8	27.5	141	3838	1889	478
11.2	10.9	6.3	7.8	10.1	13.2	23.5	59.	24	9.0
9.2	16.7	4.9	8.5	9.6	12.9	30.4	9.3	17.4	3.3
3.5	3.5	0.3	0.8	1.5	3.3	0.9	17.9	4.5	13.3
36.0	49.9	38.0	64	54	73	42	41	56	61
38.6	48.3	144	252	80	102	87	22.0	26.0	29
29.1	26.2	49	98	27	28	21.0	45	16.0	28
6.1	6.6	15.7	16.2	15.9	18.7	20.2	15.3	4.3	6.0
4.3	2.4	2.4	2.5	4.0	4.5	4.7	0.8	0.7	1.3
0.38	0.27	0.29	0.66	0.26	0.28	0.42	0.43	0.40	0.36
0.06	0.16	0.16	0.28	0.10	0.10	0.20	0.05	0.06	0.04
1.42	2.38	0.91	1.35	0.71	0.85	1.08	1.19	0.91	0.65
0.88	1.09	0.36	0.55	0.83	0.94	1.20	0.83	0.98	1.30
-	-	0.73	0.60	0.62	0.59	-	-	-	-

Т а б л и ц а 8 (продолжение)

Элемент	Геохимические совокупности								
	21(18)	22(11)	23(97)	24(9)	25(36)	26(24)	27(29)	28(31)	29(12)
SiO ₂	74,19	74,26	72,52	71,06	72,36	76,35	68,48	37,30	41,47
Al ₂ O ₃	13,64	13,46	13,65	13,54	13,71	10,03	18,66	31,33	24,85
Fe ₂ O ₃	3,01	3,43	3,69	3,89	3,71	6,59	4,59	10,08	16,01
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,23	0,55	0,38	0,33	0,41	0,67	0,29	0,48	0,68
CaO	1,35	1,70	1,74	2,13	1,28	1,62	1,70	2,64	1,81
Na ₂ O	3,28	2,16	3,16	3,46	1,65	0,32	0,16	0,37	1,54
K ₂ O	4,41	4,20	3,73	4,00	4,17	2,65	0,32	0,46	0,37
П.п.п.	0,28	0,77	0,61	0,36	1,69	1,14	3,80	12,22	9,97
Cr	40,2	58	30,1	18,0	28,2	26,9	24,5	24,2	15,4
Ni	20,1	25,0	30,0	10,0	9,8	9,7	10,8	12,1	11,9
Co	8,0	12,7	30,0	10,0	10,1	9,2	8,5	8,9	9,2
V	12,0	16,3	13,1	28,5	11,6	10,5	6,7	8,4	11,3
Ti	1200	1025	1442	1552	1172	964	553	299	600
Mn	300	300	461	459	459	1169	129	383	1042
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	9,9	-	7,4	6,5	3,5	4,9	13,1
Sr	82	44	95	108	56	22,2	7,4	8,9	27,7
Ba	720	567	736	600	705	430	46,2	86,5	42,6
Tl	-	-	2,40	-	5,13	9,12	0,09	0,03	0,02
Ga	20,0	20,0	13,8	20,0	14,3	15,2	1,6	2,9	21,8
Ge	0,8	0,8	0,6	0,6	0,6	0,2	13,8	62,1	4,7
Zr	146	153	154	155	154	147	96	36,6	55,2
Yb	3,4	3,6	2,9	4,7	2,8	2,5	0,7	0,8	0,3
Y	48,2	41,0	36,5	48,0	38,4	43,2	21,3	23,6	11,2
Nb	11,2	10,7	8,0	8,5	7,3	6,0	7,5	14,0	14,5
Li	72	158	65	30	119	484	31,4	41	51
Rb	182	254	243	145	381	692	46,5	23,1	58,3
Cs	-	-	22,0	-	33,8	153	3,7	2,1	5,7
F	0,08	0,82	0,08	0,06	0,22	1,33	2,51	5,50	1,23
S	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,08	0,32	0,32
Se	1,5	2,5	1,4	1,9	1,6	2,1	5,2	16,4	4,5
As	54	276	35,1	46	75,5	117	4699	23823	3605
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	29,1	111	62,9
Be	3,1	3,9	3,7	3,0	4,7	2,2	0,7	2,4	5,4
Sn	56	60	45	47	65	136	3296	8128	2710
Bi	0,80	2,40	1,04	0,95	1,74	1,12	5,6	11,6	5,0
Cu	82	119	70	63	172	372	2013	4775	1396
Zn	40	53	65	68	181	432	84	229	555
Pb	17,8	14,5	23,8	27,0	21,3	6,1	4,1	5,4	5,8
Th	18,4	13,7	12,8	15,8	14,8	15,7	13,7	9,0	3,4
U	2,7	4,3	2,7	2,1	2,7	2,6	1,0	0,3	0,2
Cd	-	-	0,18	-	0,25	0,52	0,85	0,33	0,93
Sb	-	-	0,27	-	1,10	0,16	2,62	0,71	4,42
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	0,03	0,18	0,07	0,09	0,08	0,10	2,52	7,00	1,67
In	-	-	0,62	-	0,55	0,99	0,79	3,23	2,79

П р и м е ч а н и е. Номера геохимических совокупностей приведены в табл. 1. В скобках указано число проб. Содержания петрогенных окислов даны в мас. %, элементов-примесей - в г/т.

Интересные закономерности устанавливаются при анализе характера перераспределения ниобия и скандия в пределах зональных кристаллов вольфрамита, при переходе от центра зерна к его краю. В вольфрамитах из грейзенизированных гранитов зональность отсутствует, в вольфрамитах из мусковитовых грейзенов почти везде имеет место увеличение содержаний ниобия и отсутствие изменений для скандия; в вольфрамитах из топазовых грейзенов степень проявления зональности максимальна, величины концентрации обоих элементов изменяются симбатно, принимая положительные или отрицательные значения. Установленные зависимости находят отражение в изменении коэффициента корреляции между ниобием и скандием, достигающего максимальной величины (0,45) в топазовых разностях. В то же время парные связи примесей с содержаниями в вольфрамите железа и марганца во всех случаях остаются незначимыми.

В ряду гранит → мусковитовый грейзен → топазовый грейзен увеличивается не только величина микронеоднородности, но и степень различия между соседними зернами в одном образце. Установлено, что дисперсии — вклады в общую изменчивость вольфрамита по Fe/Mn отношению — микронеоднородности отдельных зерен, различия между зернами в одном образце и между образцами примерно равны. Тем самым микронеоднородность способна полностью затушевать направленное изменение состава вольфрамита в объеме рудных тел.

Геохимическая зональность. Сравнительный анализ петрогеохимических данных по всем выделенным метасоматическим формациям свидетельствует об их отчетливой геохимической специализации. Сопоставление средних содержаний элементов по типам пород (табл. 8) и изучение структур связей между элементами показывают, что особенности их распределения в пределах рудных полей и месторождений обусловлены факторами магматической и метасоматической дифференциации.

Содержание кремнезема в рудомещающих породах колеблется в пределах 61–76%, составляя в среднем около 71%, что по составу отвечает умеренно кислым гранитам. Результаты корреляционного анализа показывают, что при увеличении кремнекислотности пород в них возрастают концентрации калия, индифферентно ведет себя натрий, и уменьшаются содержания алюминия, железа, магния, то есть здесь проявляется широко известный фактор кислотно-основной дифференциации. В соответствии с известными петрохимическими закономерностями [18] можно считать, что Si, K в этом случае проявляют фельсифильные свойства, Na — гомеофильные, Al, Fe, Mg, Ca — фемафильные.

Метасоматиты пропилитовой формации характеризуются повышенными содержаниями кальция, натрия, магния, железа и элементов фемафильной группы на фоне пониженных концентраций редких щелочей и большинства рудных элементов (олово, вольфрам, медь и др.), т.е. по геохимическим данным однозначно устанавливается практически полная безрудность пропилитовой формации. Иначе ведут себя родингиты, главное отличие которых от пропилитов состоит в накоплении наряду с кальцием и стронцием ряда элементов редкометалльной ассоциации (W, Sn, Bi, Ag) при выносе железа и магния. Содержание вольфрама в процессе родингитизации возрастает от 4,7 до 15,5 г/т, что способствует его дальнейшей экстракции во время рудного этапа.

Грейзены по содержанию петрогенных элементов обнаруживают весьма существенные различия. В каждом отдельном случае они обогащены $Si, Fe (A), Al, K, Fe (B), Al, Fe, Ca (П)$. При этом концентрация калия в грейзенах полностью определяется количеством новообразованной слюды, алюминий входит в состав слюды и топаза, кальций связывается в флюорите, железо накапливается при образовании литиево-железистых слюды и в связи с развитием в метасоматитах сульфидной минерализации. Следует отметить, что кремнезем и калий — типичные элементы грейзеновой формации, выносятся при образовании цвиттеров Правоурмийского рудного поля, подчеркивая их сидерофильный характер.

Геохимическая специализация грейзенов имеет отчетливо выраженный литофильный, реже лито-халькофильный характер, что подтверждается данными по большinstву известных редкометалльных месторождений [23]. Типоморфная геохимическая ассоциация грейзенов включает ведущие рудные и некоторые редкие элементы — W, Mo, Sn, Cu, As, Bi, Li, Rb, Ge, F. К элементам, которые обнаруживают тенденцию к выносу при формировании рассматриваемой формации (антагонистическая ассоциация), относятся натрий, стронций, барий, а во многих случаях хром, титан, ванадий и другие элементы. В ходе грейзенизации изредка наблюдается перераспределение элементов по зонам метасоматических колонок, зависящее от минерального состава образующихся фаций и типа рудоносности. Так, во внешних зонах изменений происходит вынос натрия, стронция, бария — элементов, концентрирующихся в полевых шпатах; в мусковитовых и биотитовых фациях содержится повышенное количество Li, Rb, Cs, Tl, Ga, Mn, т.е. элементов, связанных со слодами; в грейзенах, несущих сульфидную минерализацию, накапливаются S, As, Se, Ni, Co, In, проявляющие значительное сродство с железом; типичным элементом-индикатором топазовых грейзенов является германий. Устойчивое и многократное увеличение содержаний от слабо измененных пород к кварц-мусковитовым и кварц-топазовым грейзенам и жилам обнаруживают фтор и ведущие элементы рудных ассоциаций — молибден и вольфрам (А), вольфрам (Б), олово и медь (П). Характерную группу образуют свинец, цинк и ртуть, пониженные содержания которых, как правило, отмечаются в топазовых грейзенах, а максимальные концентрации нередко устанавливаются в сильно измененных породах, реже слодосодержащих грейзенах. Тем самым перечисленные элементы проявляют антагонизм по отношению к основной рудной ассоциации.

Геохимическая зональность изученных месторождений отражает основные черты метасоматической зональности. К главным закономерностям рассматриваемой последовательности рудных объектов относится смена чехольной симметричной зональности на линейную асимметричную при закономерной смене редкометалльной ассоциации на полиметаллическую и сурьмяно-серебряную. Симметричный характер вертикальной зональности месторождения Аксай подчеркивается сменой к центру грейзенового купола элементных ассоциаций периферических зон (Na, Ca, V, Ti, Mn, Sr, Ba, Tl, Pb, Zn и др.) ассоциациями внутренних (K, Ga, Li, Rb, Cs, Sn, Bi и др.) и центральных (Si, Ge, Nb, F, Mo, W и др.) зон. Наиболее контрастно при этом ведут себя элементы редкометалльной (Mo, W) и полиметаллической (Pb, Zn) групп, являющиеся индикаторами вертикальной зональности (рис. 3). Интересно отметить, что свинец и цинк подвержены интенсивному перераспределению в гранитной части разреза. На нижних горизонтах (зона I) рассматриваемые элементы концентрируются в мусковитовых грейзенах (Pb — 327, Zn — 205 г/т), выше (зоны II, III) — в грейзенизированных гранитах (Pb — 290, Zn — 362 г/т), в апикальной зоне (IV) — содержатся в резко пониженных количествах (Pb — 5,6, Zn — 29 г/т), так как здесь преобладают топазовые фации грейзенов.

Поперечная геохимическая зональность грейзенового купола устанавливается при сравнении однотипных метасоматитов. В осевых частях купола по сравнению с фланговыми отмечается преимущественное накопление в топазовых грейзенах Nb (от 40 до 130 г/т) и Mo (от 25 до 300 г/т), в мусковитовых грейзенах — Fe₂O₃ (1,5 — 3,6%), K₂O (3,2 — 6,0%), Sn (45 — 130 г/т), Mo (6 — 20 г/т) при выносе CaO (1,40 — 0,45%). Асимметрия в строении купола подчеркивается закономерной сменой с северо-запада на юго-восток максимумов содержаний элементов в мусковитовых грейзенах, образующих последовательность Sb — Li — Sn — Mo — Nb — Be — Yb. В левой части этого ряда находятся элементы (Li, Sn), коррелирующие с калием, а в правой — элементы (Be, Nb), коррелирующие с натрием. Эта закономерность обусловлена неодинаковым характером метасоматических процессов в различных частях месторождения: на северо-западе — более интенсивная догрейзеновая микроклинизация и контрастно проявленные мусковитовые

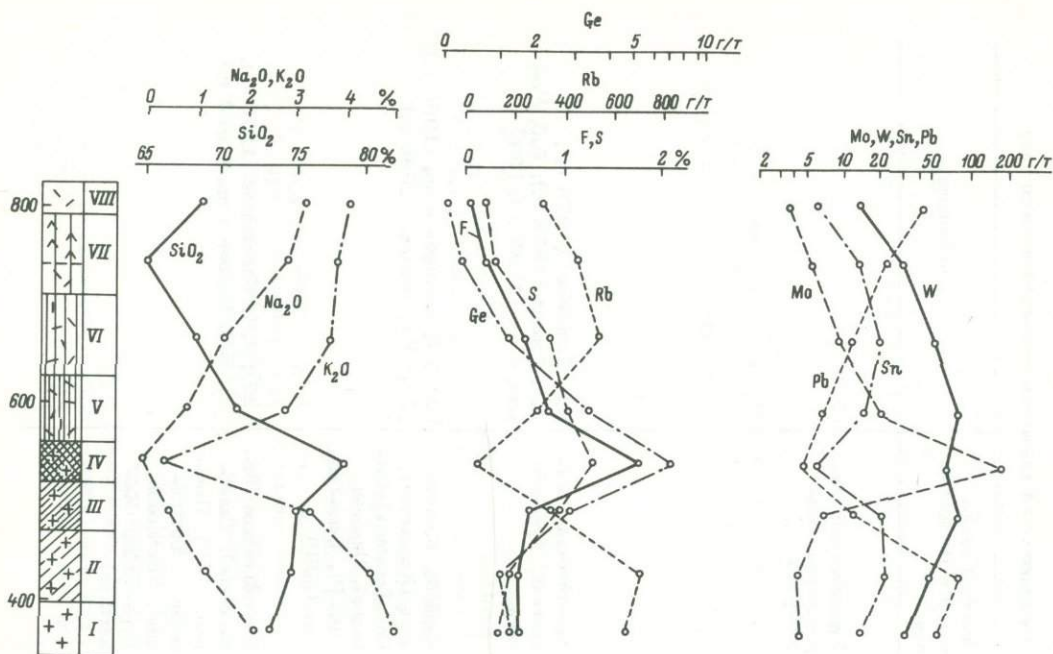


Рис. 3. Вертикальная геохимическая зональность месторождения Аксай.

1 - VIII - метасоматические зоны (см. табл. 2).

фации грейзенов; на юго-востоке - более существенная роль догрейзеновой альбитизации и меньшая контрастность в проявлении мусковитовых фаций грейзенов.

Геохимическая зональность Богутинского месторождения выражена в обогащении периферических зон штокверка, сложенных родингитизированными песчаниками, Ca , Na , Sr , Pb , Zn , Cd , Sb , Hg . В центральных частях месторождения от березитовых метасоматитов к серицитовым и грейзенам увеличиваются содержания Al , K , Fe , уменьшаются Ca , Na . В серицитовых метасоматитах отмечаются максимальные концентрации молибдена (13 г/т), висмута (3.3 г/т) и меди (73 г/т). На участках интенсивного развития грейзенов и богатой шеелитовой минерализации наблюдается прогрессирующее накопление Li (320 г/т), Rb (516 г/т), Cs (102 г/т), W (141 г/т), Sn (30 г/т), Be (23.5 г/т), As (18 г/т), а также Tl , Ag ; эти элементы являются индикаторами рудоносности штокверка. В качестве индикаторов вертикальной зональности выступают ассоциации элементов нижнерудных (Fe^{2+} , Sc , Mo , Hg , Tl) и верхнерудных (Fe^{3+} , Li , Rb , Cs , Be , Bi) сечений. Наибольшей информативностью обладает ряд $\text{Mo}-\text{W}-\text{Be}-\text{Pb}$, Zn , отражающий следующую зависимость: рудоносные жилы, залегающие в гранитах, обогащены молибденом; залегающие в рудоносных песчаниках - вольфрамом, бериллием; в родингитах - полиметаллами. Геохимическая зональность месторождения является полигенной и полихронной, что подтверждается последовательным накоплением вольфрама при региональном метаморфизме песчаников, их родингитизации, серицитизации, грейзенизации и формировании рудных жил (табл. 8).

Закономерности пространственного распределения химических элементов в пределах Правоурмийского рудного поля определяются совместным действием двух параметров: фактора рудоносности и фактора вертикальной зональности. Первый фактор характеризует уровень суммарного накопления в рудной зоне по сравнению с вмещающими породами элементов-спутников олова - вольфрама (от 15 до 33 г/т),

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

Типы и содержание критериев	Область применения	Примеры рудных узлов и месторождений	Источники
<p>Изменение состава минералов и уровня концентрации элементов-примесей в зависимости от рудной специализации месторождений - Mo-W (пониженная железистость вольфрамитов, обогащенность вольфрамитов Sc, шеелитов Mo) или Sn-W (повышенная железистость вольфрамитов, обогащенность вольфрамитов Ta, Nb, слюд Li, топаза Ge, обедненность шеелитов Mo); относительной удаленности месторождений от магматических интрузий - накопление вблизи гранитов в вольфрамитовых Ta, Nb, Sc, в касситеритовых Ta, Nb, вдали от гранитов в вольфрамитовых Y, Zr, в касситеритовых In, Fe</p> <p>Изменение состава и свойств минералов в объеме рудных зон: а) изменение морфологии кристаллов - усложнение кристалломорфологического облика пирита от флангов к осевым частям рудных тел, смена габитуса кристаллов касситерита с глубиной от удлиненного к изометричному и др.; б) изменение состава минералов и содержания элементов-примесей - увеличение с глубиной железистости слюд и вольфрамитов, индикаторных отношений F⁻/OH⁻ в слюдах, Co/Ni, Co/Ag в пирите, Nb/Sc в вольфрамитовых, Nb/In в касситеритовых, Ho/Li в шеелитовых, Bi/Pb в минералах висмута, Bi/Sb в галенитовых, уменьшение содержания Re в молибдените и др.; в) изменение физических свойств минералов - смена электропроводимости пирита с дырочной - p-тип (верхние горизонты) на электронную - n-тип (нижние горизонты и др.); г) увеличение от флангов к центру рудных зон степени микронеоднородности минералов, декрепитационной активности и температур декрепитации минералов</p>	<p>Определение типа оруденения и относительной удаленности месторождений от материнских гранитов</p> <p>Разработка минерализованных зон, выделение участков с продуктивной минерализацией, определение уровня эрозийного среза, оценка масштаба оруденения</p>	<p>Акчатау, Караоба (Казахстан), Бага-Газрын, Модото (МНР), Тигриное, Рудное (Приморье)</p> <p>а) Акчатау (Казахстан), Солнечное, Правоумийское (Примурье); б) Спокойнинское (Забайкалье), Хрустальное, Арсеньевское (Приморье), Богутинское (Казахстан), Сорское (Кузнецкий Алатау); в) Акчатау (Казахстан); г) Аксай, Богутинское (Казахстан), Одинокое (Якутия)</p>	<p>[33]; Л.В. Шмураева (1976 г.); Б.В. Флеров и др. (1980 г.); [13]; М.И. Кудрина (1981 г.); Н.Н. Никулин (1981 г.); Л.Г. Виноградова (1986 г.)</p> <p>а) Н.Н. Павлуныч (1981 г.); [11, 5]</p> <p>б) И.И. Четырбокая (1971 г.); Д.О. Онтоев (1974 г.); [7, 20]; Б.В. Макеев и др. (1983 г.); Г.А. Осипова (1984 г.); [28]; В.Ф. Барабанов, Л.Г. Виноградова (1985 г.); Э.Ф. Апельцин (1986 г.)</p> <p>в) Н.Н. Красников и др. (1975 г.); г) В.А. Холмогоров и др. (1983 г.); Ю.Н. Алымов и др. 1986 г.; [29]</p>
<p><u>Геохимические критерии</u></p> <p>Прогрессивное накопление в породах элементов литофильной ассоциации, дифференцированный характер их распределения при резко выраженном антагонизме к полиметаллической ассоциации</p> <p>Различия типоморфных ассоциаций молибденовых (Mo, Cu, Bi, W, Au, Rb), вольфрамовых (W, Mo, Sn, Bi, Be, Nb, Li, F) и оловянных (Sn, W, Bi, As, Cu, Zn, Ag, F, B) месторождений при отчетливо выраженном антагонизме олова и молибдена</p> <p>Повышенные содержания ряда рудных (Mo, W, Sn, Be, Bi и др.) и редких (Li, Ge, As, F, B, S и др.) элементов во внутренних зонах минерализованных тел при пониженных концентрациях Ba, Sr, Pb, Zn, направленные изменения петрогеохимических показателей F/Ni, Rb/Sr, Li/Rb, Ga/Ge и др.</p> <p>Смена от осевых частей к флангам и по направлению рудных зон редкометаллической ассоциации на полиметаллическую и сурьмяно-серебряную с обогащенным рядом зональности Mo-W-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Sb-Hg</p>	<p>Составление моно- и полиэлементных геохимических карт, разработка геохимических аномалий, выделение потенциально рудоносных площадей</p> <p>Определение формационного типа оруденения</p> <p>Выделение ведущих рудных ассоциаций элементов, оконтуривание участков с продуктивной минерализацией</p> <p>Прогнозирование оруденения на глубину (составление рядов зональности, вычисление мультипликативных коэффициентов или значений фактора зональности в методе главных компонент)</p>	<p>Бага-Газрын (МНР), Акчатау (Казахстан)</p> <p>Коктенколь (Казахстан), Бом-Горхонское (Забайкалье), Модото (МНР)</p> <p>Спокойнинское, Халчеранга (Забайкалье), Одинокое (Якутия)</p> <p>Джидинское (Забайкалье), Светлое (Чукотка), Хербертон (Австралия)</p>	<p>В.И. Коваленко и др. (1972 г.); Г.Ф. Иванова (1976 г.); Г.Н. Щерба и др. (1981 г.); А.А. Долгушина (1985 г.); [23]</p> <p>Г.Ф. Иванова (1976 г.); Э.Ф. Апельцин и др. (1978 г.); В.К. Денисенко и др. (1982 г.); В.К. Денисенко, Г.Т. Скублов (1982 г.); И.И. Четырбокая (1986 г.)</p> <p>А.А. Беус (1961 г.); Д.О. Онтоев (1974 г.); В.А. Холмогоров, В.П. Рогова (1981 г.); Г.Н. Щерба и др. (1981 г.)</p> <p>Д.В. Рундквист, И.А. Неженский (1975 г.); Г.Б. Наумов, И.А. Науменко (1979 г.); Б.В. Макеев и др. (1983 г.); Г.Н. Щерба и др. (1983 г.)</p>

Типы и содержание критериев	Область применения	Примеры рудных узлов и месторождений	Источники
<p><u>Структурно-геологические критерии</u></p> <p>Размещение редкометалльных месторождений в краевых частях или в обрамлении щитов, срединных массивов, блоков ранней консолидации, в зонах с резко проявленной неоднородностью разреза, характеризующихся относительно длительным воздыманием, гранитной активностью и фиксирующихся в геофизических полях локальными гравиминимумами и повышенными значениями аномального магнитного поля в районах локализации комплексных месторождений Mo-W группы, пониженными - Sn-W группы</p> <p>Приуроченность редкометалльных месторождений к зонам разломов, особенно к узлам их пересечения, локализация оруденения в пределах участков наибольшей тектонической проработки</p> <p>Тесная пространственная и генетическая связь оруденения с массивами ультракислых гранитов малых и умеренных глубин, в том числе комплексных месторождений Mo-W группы - с массивами лейкогранит-аляскитовой, W-Sn - лейкогранит-аляскитовой и субщелочно-лейкогранитовой (фтор-литиевой) формациями</p> <p>Локализация оруденения вблизи (в пределах) апикальных частей гранитных интрузивов, осложненных куполовидными и гребневидными выступами, системами кислых даек; реже самостоятельных малых интрузий; смена морфологических типов рудных тел при удалении от кровли гранитов с переходом грейзеновых куполов в штокверки и линейные минерализованные зоны</p>	<p>Прогнозная оценка территорий на уровне рудных районов и узлов</p> <p>Прогнозная оценка территорий на уровне рудных районов, узлов, полей; выявление рудолокализирующих и рудоподводящих тектонических структур</p> <p>Оконтуривание потенциально рудоносных площадей, определение генетического и формационного типа оруденения</p> <p>Прогнозная оценка оруденения на глубину, поиски скрытых залежей; установление типа рудно-метасоматической зональности месторождений и масштаба оруденения</p>	<p>Рудногорский, Акчатауский, Баджалский</p> <p>Акчатауский, Джидинский, Иультинский</p> <p>Караоба, Коктенколь (Казахстан), Бом-Горхон (Забайкалье), Циновец (ЧССР), Бага-Газрын (МНР)</p> <p>Спокойнинское (Забайкалье), Садисдорф (ГДР), Панаскейра (Португалия), Контенколь, Нура-Талды (Казахстан)</p>	<p>[3, 15]</p> <p>В.К. Денисенко (1978 г.); А.А. Фролов (1978 г.); Б.В. Макеев и др. (1983 г.); [34]</p> <p>[2] Э.Ф. Апельцин и др. (1980 г.); [27]; Н.Г. Бузкова (1986 г.)</p> <p>[26]; М.М. Повилайтис (1975 г.); [2]; Б.В. Макеев и др. (1983 г.)</p>
<p><u>Метасоматические критерии</u></p> <p>Связь оруденения с грейзеновой и родственными ей метасоматическими формациями, наличие тел полнопроявленных метасоматитов с контрастной зональностью; широкое развитие метасоматитов и жил стадии кислотного выщелачивания, особенно их топазовых разновидностей, пространственное совмещение продуктов нескольких стадий минерализации</p> <p>Смена от нижнерудных к верхне- и надрудным сечениям и от центральных частей месторождений к флангам участков объемных метасоматических изменений ареалами развития штокверково-прожилковых зон, грейзенов более поздними серицит-березитовыми и турмалин-хлоритовыми метасоматитами</p> <p>Развитие высокотемпературных прожилков со слюдяными оторочками на фоне ореола низкотемпературных метасоматитов надрудных зон</p> <p>Приуроченность редкометалльной минерализации к околожильным грейzenам (подрудные горизонты), объемным грейzenам (продуктивные горизонты), жилам и прожилкам (продуктивные и надрудные горизонты)</p> <p><u>Минералогические критерии</u></p> <p>Присутствие в зонах изменений широко распространенных минералов грейзеновой и родственной ей формаций - кварца, серицита, мусковита, флюорита, минералов-индикаторов рудоносных метасоматитов - хильбертита, железо-литиевых слюд, топаза, турмалина, вольфрамита, касситерита и др.</p> <p>Смена по восстанию и к флангам рудных зон редкометалльной ассоциации (молибденит, вольфрамит, шеллит, касситерит, арсенопирит и др.) на сульфидную полиметаллическую ассоциацию (халькопирит, сфалерит, галенит, антимонит и др.); молибденита на вольфрамит и касситерит</p>	<p>Картирование метасоматитов, выявление и оценка минерализованных зон, перспективных на редкометалльное оруденение, оконтуривание рудных столбов</p> <p>Использование закономерностей вертикальной и латеральной зональности при оценке флангов месторождений и прогнозировании оруденения на глубину</p> <p>Поиски скрытых на глубине рудных зон</p> <p>Определение уровня эрозионного среза</p> <p>Установление формационной принадлежности и типа рудоносности гидротермалитов, выявление участков с продуктивной минерализацией, составление карт минералогической зональности</p> <p>Прогнозирование оруденения на глубину (с учетом случаев обратной и чехольной зональности)</p>	<p>Акчатау, Верхнее Кайракты (Казахстан), Джидинское, Хапчеранга (Забайкалье), Солнечное (Приамурье)</p> <p>Хапчеранга (Забайкалье), Депутатское (Якутия), Карадубское (Малый Хинган), Октябрьское (Приамурье), Корнуолл (Англия)</p> <p>Аксай, Коктенколь (Казахстан), Правоурмийское (Приамурье)</p> <p>Акчатау (Казахстан)</p> <p>Бага-Газрын (Монголия), Шерловогорское (Забайкалье), Валькумей (Чукотка)</p> <p>Хапчеранга (Забайкалье), Депутатское (Якутия), Хербертон (Австралия), Светлое (Чукотка)</p>	<p>Г.Н. Шерба (1968 г.); [26]; Б.И. Омеляненко (1978 г.); [19]</p> <p>[32]; Д.О. Онтюев (1974 г.); Б.В. Флеров и др. (1975 г.); В.К. Денисенко (1978 г.); [2]; Д.В. Рундквист (1980 г.)</p> <p>В.Г. Боголепов (1979 г.); Д.В. Рундквист (1983 г.); Г.Т. Скублов и др. (1987 г.)</p> <p>В.Г. Боголепов и др. (1971 г.)</p> <p>Г.Н. Шерба (1960 г.); [14]; Д.О. Онтюев (1974 г.); Б.И. Омеляненко (1978 г.); [19]</p> <p>Д.О. Онтюев (1974 г.); Б.В. Флеров и др. (1975 г.); Г.Б. Наумов, И.А. Науменко (1979 г.)</p>

висмута (4.4–9.0 г/т), мышьяка (39–899 г/т), меди (63–489 г/т), цинка (72–226 г/т), серебра (0.28–1.00 г/т). Наиболее оруденельми при этом оказываются участки развития топазовых грейзенов с наложенной минерализацией поздних стадий. Кроме перечисленных элементов в рудную зону активно привносятся Fe, Mn, Li, Ge, F при резком обеднении метасоматитов Ti, Sr, Ba, Pb. Второй фактор указывает на антагонизм свинца, цинка, серебра, концентрирующихся в восточной, наименее эродированной части месторождения по отношению к вольфраму, висмуту и мышьяку, более характерных для нижнерудных сечений. Площадное распределение факторов отражено на специализированной полиэлементной геохимической карте (рис. 2, в).

Ареал повышенных значений фактора рудоносности в виде субширотной полосы почти полностью повторяет контур Правоурмийского месторождения, приобретая на восточном фланге субмеридиональную и северо-западную ориентировку. Менее интенсивные геохимические аномалии отмечаются к северу от месторождения, висячем боку рудной зоны. Единичные аномалии зафиксированы к югу от дайки. Субмеридиональные полосы повышенных значений фактора подчеркивают отмечавшееся ранее пространственное совмещение на площади рудного поля субмеридиональных и субширотных зон разломов. Наиболее высокие значения фактора зональности обнаруживаются на участках с максимальными высотными отметками, но преимущественно на восточном фланге месторождения, что обуславливает высокие перспективы выделенной там субмеридиональной структуры.

Критерии прогнозирования. Рассмотренные выше закономерности размещения, состава и зональности редкометалльных месторождений положены в основу комплекса критериев их прогнозирования и оценки. Для разработки критериев прогнозирования необходимо было установление: 1) индикаторов рудоносности, т.е. признаков, по которым можно наилучшим образом разделять перспективные и неперспективные площади и объекты; 2) индикаторов генетического и формационного типа оруденения; 3) индикаторов стадийности оруденения (признаков выделения метасоматитов и жил продуктивных стадий); 4) индикаторов зональности (признаков, при помощи которых оценивается уровень эрозионного среза рудных объектов); 5) индикаторов возможного масштаба оруденения. Полный перечень критериев приведен в сводной таблице (табл. 9), при составлении которой наряду с результатами наших исследований широко использовались литературные данные.

Среди критериев рудоносности важнейшими являются приуроченность редкометалльных месторождений к зонам разломов и участкам их пересечения, а также тесная связь оруденения с лейкогранит-аляскитовыми и фтор-литиевыми гранитами. Из других индикаторных признаков рудоносных территорий следует в первую очередь отметить широкое развитие гидротермально-измененных пород (с учетом зон слабо проявленных изменений), контрастно проявленную зональность; повышенный в 2–5 раз уровень накопления Mo, W, Sn, Li, F, B и ряда других элементов в геохимическо специализированных провинциях и рудных узлах; дифференцированный характер распределения элементов редкометалльной ассоциации при резко выраженном антагонизме к полиметаллической ассоциации.

Большое значение имеет установление генетического и формационного типов оруденения. Как отмечалось выше, гидротермалиты пропилитовой и поздней березитовой формаций практически безрудны; рудоносными являются метасоматиты и жилы грейзеновой и родственных ей формаций. К ведущим минералам-индикаторам редкометалльных грейзенов относятся слюда, топаз, флюорит, турмалин, вольфрамит, касситерит, сульфиды, обнаружение которых в пределах минерализованных зон может служить основанием для постановки детальных исследований. В качестве дополнительного критерия возможно использование данных об уровне содержания микропримесей в некоторых минералах (ниобия и тантала в вольфрамите, индия и ниобия в касситерите и др.), зависящих от формационной принадлежности рудогенерирующих гранитов. Использование петрогеохимических критериев позволяет различать типоморфные ассоциации молибденовых (Mo, W, Cu, Bi, Pb),

вольфрамовых (W, Mo, Sn, Bi, Be, Nb, Li, F) и оловянных (Sn, W, Bi, As, Cu, Zn, F, B) месторождений.

Среди грейзеновых образований наибольшей продуктивностью обладают метасоматиты и жилы стадии максимального кислотного выщелачивания. В зависимости от продвинутости гидротермальных процессов редкометалльное оруденение тесно ассоциирует со слюдяной либо топазовой фациями, что обуславливает статистически устойчивую связь рудных минералов с жильберитом, кварцем, топазом, флюоритом. Гидротермалиты продуктивных стадий, как правило, слагают осевые части минерализованных тел, нередко представлены объемными разностями, характеризуются повышенными содержаниями ряда рудных (Mo, W, Sn, Bi), редких (Li, Rb, Ge) и летучих (F, B, S, H₂O) компонентов при резко пониженных концентрациях Ba, Sr, Pb, Zn.

Оценка уровня эрозионного среза потенциальных рудных объектов должна учитывать их положение относительно кровли рудоносных интрузивов. По мере удаления от контакта гранитов изменяется морфология рудных тел (с переходом грейзеновых куполов в штокверки и линейные минерализованные зоны), тип зональности (со сменой чехольной симметричной зональности на линейную асимметричную), увеличивается общий размах минерализации, часто фиксируется погружение рудных залежей в связи с их склонением в сторону от контакта. Критериями зональности могут служить: смена от нижнерудных сечений к верхне- и надрудным сечениям, а также от осевых частей минерализованных тел к их флангам грейзенов и цвиттеров более поздними березитовыми, турмалиновыми и серицит-хлоритовыми метасоматитами; участков объемных метасоматических изменений ареалами развития штокверково-прожилковых зон, с появлением в надрудных сечениях кварцевых прожилков с очень характерными слюдяными оторочками, трассирующих скрытые на глубине рудные залежи; уменьшение средних содержаний минералов-индикаторов - кварца, мусковита, сидерофиллита, топаза, молибденита, вольфрамит, шеелита, касситерита, арсенопирита, самородного висмута, при увеличении концентраций серицита, хлорита, полевых шпатов, карбонатов, сфалерита, галенита; изменение габитусных форм минералов и индикаторных отношений Co/Ag в пирите, Nb/Sr в вольфрамите, As/S в арсенопирите, Nb/In в касситерите, Hg/Li в шеелите; уменьшение степени микронеоднородности, декрепитационной активности и температур декрепитации минералов; смена редкометалльной элементной ассоциации на полиметаллическую и сурьмяно-серебряную в соответствии с обобщенным рядом зональности: Mo-W-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Sb-Hg.

При определении масштабов оруденения в качестве критериев могут быть использованы признаки, отражающие интенсивность и длительность процесса рудообразования, в том числе пространственное совмещение продуктов нескольких стадий минерализации; степень концентрации элементов редкометалльной ассоциации при резко пониженных содержаниях бария, стронция, полиметаллов; уровень накопления типоморфных элементов в минералах-концентраторах: Li, Rb, F в слюдах; Ge в топазе, Co в пирите, In, Nb в касситерите, редких земель в шеелитах и др.

Использование рассмотренного комплекса признаков для поисков и оценки скрытого оруденения в пределах изучаемых месторождений показало следующее. На месторождении Аксай проведенные исследования позволили уточнить морфологию грейзеновой залежи, подтвердив выдвинутое В.В. Ширкуновым [34] предположение о наличии здесь структуры минерализованного купола, установить чехольную метасоматическую зональность месторождения и дать прогнозную оценку скрытого оруденения. Минералогическое картирование показало, что на современном эрозионном срезе наблюдаются только две зоны изменений: штокверковая с характерными жильберитовыми оторочками и цеолитовая. Контакты этих зон трассируют расположенный на глубине грейзеновый купол. Ареал развития жильберитовых прожилков прослеживается в виде 100-200 м полосы северо-восточного простирания протяженностью около 1500 м. В северо-восточном и юго-западном направлении купол, по-видимому, испытывает постепенное погружение.

Новые данные, полученные при изучении Богутинского месторождения, свидетельствуют о пространственном обособлении в пределах штокверка 5 рудных тел, приуроченных к гребневидным выступам гранитного массива. В связи с погружением штокверка в северо-восточном и восточном направлениях под углом 15–20° степень эродированности рудных тел закономерно уменьшается с запада на восток, с удалением от контакта гранитов. Исследования зонально построенных ореолов окolorудных метасоматитов позволили сделать заключение о возможности обнаружения промышленного оруденения в пределах пятого, наименее эродированного рудного тела, что по оценкам прогнозных ресурсов может привести к увеличению запасов месторождения в 1,5 раза.

На Правоурмийском рудном поле в результате проведения минералого-геохимического картирования дана прогнозная оценка восточного фланга месторождения, где выделена перспективная оловоносная структура субмеридионального простирания – зона Ленинградская (рис. 2, Г). Прямыми указаниями на существование здесь глубокозалегающих рудных тел являются многочисленные геохимические аномалии, установленные закономерности вертикальной зональности месторождения, восточное склонение разведанной рудной залежи. Ленинградская рудоносная структура рассматривается в настоящее время как продолжение Правоурмийского месторождения и сопоставима с ним по ряду характеристик, что выдвигает эту структуру в разряд первоочередных объектов при детальном поисках.

Таким образом, применение разработанных критериев для локального прогнозирования на изученных месторождениях позволило сделать ряд важных в практическом отношении выводов.

Л и т е р а т у р а

1. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Т. 2. Л., 1975. 360 с.
2. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л., 1979. 280 с.
3. Бескин С.М., Денисенко В.К., Марин Ю.Б. Петрологические особенности гранитоидных серий как критерии оценки провинций и узлов на редкометалльное оруденение // ЭВМО, 1985. Вып. 2. С. 155–166.
4. Булдаков И.В. Тектоно-химический механизм формирования магматогенных рудных месторождений. Л., 1979. 204 с.
5. Довина И.А. Кристалломорфология касситерита как один из критериев промышленной оценки оловорудного месторождения // ЭВМО, 1987. Вып. 1. С. 60–63.
6. Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение / Г.Н. Шерба, Л.К. Алексеева и др. Т. 2. Алма-Ата, 1973. 291 с.
7. Гетманская Т.И., Добровольская Н.В., и др. Типоморфное значение железистости слюд редкометалльных грейзеновых месторождений // Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980. С. 244–248.
8. Гульбин Ю.Л. Вертикальная зональность и основные типы измененных пород грейзенового месторождения Аксай // Зап. ЛГИ. 1985. т. 104. С. 61–68.
9. Гульбин Ю.Л., Евангулова Е.Б. Гидротермально-метасоматические образования Правоурмийского месторождения // Зап. ЛГИ, 1987. Т. 112. С. 39–50.
10. Гуляева Н.Я., Боголепов В.Г. Некоторые типоморфные особенности топаза как индикатора редкометалльного оруденения (на примере месторождения Центрального Казахстана) // Тезисы докладов 1У конференции по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамитовых месторожд. Л., 1981. С. 12–13.

11. Е в з и к о в а Н.З. Поисковая кристалломорфология. М., 1984. 144 с.
12. И в а к и н А.Н., Л е в ш у к А.Е., О р л о в с к и й В.В. и др. Олово-вольфрамовое оруденение порфиривого типа в Приморье // Разведка и охрана недр. 1985. № 8. С. 22-26.
13. И в а н о в а Г.Ф., И г н а т е н к о К.И., К о н о н к о в а Н.Н. и др. Распределение железа и марганца в вольфрамитах (по микрорентгеноспектральным данным) // Геохимия. 1981. № 2. С. 179-194.
14. К о в а л е н к о В.И., К у з ь м и н М.И., К о з л о в В.Д. и др. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии) // Метасоматизм и рудообразование. М., 1974. С. 42-53.
15. К р и т е р и и прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л., 1986. 751 с.
16. Л у г о в с к о й Г.Л., Р у б А.К. О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных редкометалльных гранитов // Новые данные по геологии рудных районов востока СССР. М., 1969. С. 255-270.
17. М а р и н Ю.Б. Рациональное использование минералогических критериев при оценке редкометалльной рудоносности гранитоидных массивов // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 63-72.
18. М а р и н Ю.Б., С к у б л о в Г.Т., В а н ш т е й н Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. Л., 1983. 151 с.
19. М е т о д и к а изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющева, О.П. Ушаков и др. Л., 1981. 262 с.
20. Н и к у л и н Н.Н. Микроэлементы в касситеритах - индикаторы оценки оловорудных объектов // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 110-118.
21. П а в л у н ь Н.Н. Кристаллогенетический ряд и некоторые типоморфные свойства пиритов месторождения Акчатау // Минер. сб. Львовск. ун-та. 1982. № 35, вып. 1. С. 31-36.
22. П а н о в а Е.Г., В а щ е н о к В.Н. Светлые слюды шеелитового штокверка Богуты // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1984. № 6. С. 29-33. ✓
23. П л ю щ е в Е.В., Ш а т о в В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л., 1985. 247 с.
24. Р а з м а х н и н Ю.Н., Р а з м а х н и н а Э.М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловоносных полей Сихотэ-Алиня // Геология рудных месторож. 1973. Т. 15, № 1. С. 52-63.
25. Р у с и н о в В.Л., Т и х о м и р о в а В.С. Новые данные о вертикальной зональности в пропилитах // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., 1982. С. 60-74.
26. Р у н д к в и с т Д.В., Д е н и с е н к о В.К., П а в л о в а И.Г. Грейзеновые месторождения. М., 1971. 328 с.
27. Р у н д к в и с т Д.В. Зональность грейзенов // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., 1982. С. 126-148.
28. С к у б л о в Г.Т., Г о р д у к а л о в А.И., П а н о в а Е.Г. Редкие земли в шеелитах Богутинского района (Южный Казахстан) // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Л., 1985. Вып. 3. С. 164-179.
29. С к у б л о в Г.Т., А п л о н о в В.С., Д и л а к т о р с к а я Е.С. Декреттофоническое изучение рудоносного кварца Богутинского шеелитового штокверка (Южный Казахстан) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Вып. 4. Л., 1986. С. 183-193.
30. С т а д и й н о с т ь минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М., 1979. 332 с.
31. Т и м е с к о в В.А., А н у ф р и е в А.М. Элементы-примеси в пиритах различного генезиса // Минералого-геохимические исследования территории Среднего Поволжья и Прикамья. Казань, 1969. С. 19-29.

32. Т о л о к А.А., Ф е д ч и н Ф.Г. Вертикальная метасоматическая зональность на оловянных месторождениях Дальнего Востока и ее значение для оценки оруденения на глубину // Геология и геофизика. 1969. № 9. С. 29-38.

33. Ч е т ы р б о ц к а я И.И. Вольфрамит как индикатор и новый источник танталового сырья. М., 1972. 132 с.

34. Ш и р к у н о в В.В. Роль разрывных структур в зональном строении рудоносных грейзенов Акчатауского рудного поля (Центральный Казахстан) // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М., 1984. С. 88-102.

35 Ю ш к и н Н.П. Топоминералогия. М., 1982. 288 с.

36. Ю ш к о в а Г.Е., М и л о в и д о в а Н.Д. и др. Типоморфные особенности кварца грейзеновых месторождений вольфрама и бериллия // Проблема генетической информации в минералогии: Тезисы II Всесоюз. минер. семинара. Сыктывкар, 1980. С. 60-61.

ТИПОМОРФИЗМ МИКРОКЛИНА КАК ЭЛЕМЕНТ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
ФОРМАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ КВАЛЬМИТОВ

На современном этапе развития геологии, когда уже многократно доказано, что все взаимосвязано, и закономерность проявляется на всех иерархических уровнях минеральных систем, целесообразно оценивать конкретный даже наиболее эффективный индикатор всего лишь как элемент целостной системы прогнозирования. В связи с этим рассмотрим типоморфизм микроклина редкометалльных полевошпатовых метасоматитов (квальмитов, по В.С. Кудрину [14]) в следующих аспектах: а) ключевой генетический момент; б) типоморфное свойство как диагностический признак; в) типоморфное свойство в общей системе прогнозирования.

Основной целью статьи автор видит вычленение из всего многообразия типоморфных свойств микроклина квальмитов одного признака – содержания в микроклине рубидия. Существование устойчивой статистической и обуславливающей ее жесткой генетической связи между рудоносностью определенной группы щелочных метасоматитов и рубидиевостью микроклина (и слюд) позволяет рассматривать рубидиевость этих минералов как прямой поисковый признак рудоносности.

Прежде всего проблема рубидиевости калиевых полевых шпатов квальмитов является частью более широкой проблемы высокой рубидиевости всего редкометалльного ряда рудоносных формаций от гранитных пегматитов до редкометалльных гранитов, онгонитов, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов, щелочных пород. Последняя в свою очередь представляет крайний случай общей проблемы геохимии рубидия в эндогенных динамических системах. Результаты их функционирования, запечатленные в статистических минеральных системах, хорошо изучены в настоящее время на природных объектах и обобщены, например, в монографиях О.Д. Ставрова [21], Н.А. Солодова, Л.С. Балашова и А.А. Кременецкого [19]. Теоретическое же осмысление статистически выявленных природных закономерностей находится пока только на начальном этапе. Серьезный урон это направление понесло в результате многолетней монополии концессии магматогенной природы всех эндогенных рудообразующих систем.

Несомненным успехом магматистов были разработки двух главнейших механизмов концентрирования редких элементов, в том числе рубидия, – дифференциации и ликвационной дифференциации. Представления о них изложены, в частности, в монографии Л.В. Таусона [22] и статье Г.Б. Мелентьева [17]. Для формации редкометалльных алогранитов наиболее отчетливые представления о геохимии рубидия высказаны Я.А. Косалсом [12, 13]. Однако магматизм – лишь часть природных рудогенерирующих процессов, и в общем случае рудообразование и магматизм – процессы независимые, хотя они могут пересекаться. Выбирая точкой отсчета теоретических изысканий природную ассоциацию горных пород, например редкометалльный пегматит, алогранит, карбонатит и т.д., мы допускаем методологическую ошибку. Этот подход неизбежен на дотеоретическом уровне, но для геохимического, т.е. теоретического, понимания необходимо начинать с динамических систем геохимического уровня организации – элементов и их соединений в условиях

геологического пространства. В последующих рассуждениях попытаемся найти эту точку отсчета теоретического анализа.

Одно из фундаментальных открытий геологии — установление постоянства геологических, минералогических, геохимических параметров рудных образований [20]. Так, например, „во всех детально разведанных в мире промышленных месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов среднее содержание Ta_2O_5 составляет 0,006–0,01, а сподумен-микроклин-альбитовых — 0,015–0,025%. Среднее содержание Nb_2O_5 в кислых редкометалльных гранитах не превышает 0,015%, в щелочных гранитах — 0,3%, а в карбонатах нередко достигает 1%” [20, с. 24]. В калиевых полевых штатах рудоносных редкометалльных гранитов обычно устанавливается 0,1–0,25% Rb [6], а в микроклине редкометалльных полевошпатовых метасоматитов — 0,18–0,36% Rb [7]. Н.А. Солодов [20] объясняет наблюдаемую однозначность законом постоянства формы, размеров и состава „каждого вида органической и неорганической материи на разных уровнях ее организации” (с. 25). Геологические и геохимические модели механизмов подобного постоянства, которые несомненно должны иметь специальное название, например, механизм инвариантности формационно-парагенетических типов, частично разработаны в рамках моделей кристаллизационной, эманационной, ликвационной дифференциации. Совместную ликвационную экстракцию группы редких элементов Г.Б. Мелентьев [17] объясняет „химическим средством и повышенной взаиморастворимостью определенных ассоциаций исходных компонентов, агентов ликвации (например, фтор) и экстрагируемых элементов-примесей” (с. 21). Совместное флюидогенное концентрирование редких элементов можно объяснить миграцией их в форме, с одной стороны, кислородных или ионных соединений, определяющей вхождение их в структуру силикатов, а с другой — в виде летучих ацидокомплексных соединений [4], препятствующих рассеянию. Наличие в комплексе галоида, щелочного металла и элемента-комплексобразователя определяет совместный перенос этих элементов в соединениях типа $NaAlF_4, LiAlF_4$ [4].

Однако, сформулировав закон постоянства и объяснив механизм инвариантности миграцией элементов в форме комплексных соединений, мы еще не нашли причину постоянства не только содержаний отдельных элементов (Nb, Ta, Rb и др.) и постоянства отношений в геохимических парах типа Nb/Ta, K/Rb ..., но и устойчивости всего геохимического комплекса (например, Na, Rb, Li, Nb, Ta, Be, Zr, Th, TR, Zn, Rb, F ... в кральмитах), постоянства отношений элементов с резко различными химическими свойствами — F/Li [22], F/Ta, F/Rb ... [12, 13].

Автором было проведено минералого-геохимическое исследование поведения рубидия в процессе формирования щелочных редкометалльных кральмитов на примере Североуральского региона [10]. Ограничимся изложением материалов по микроклину в соответствии с названием статьи и частично данных по геохимии рубидия и ниобия. Пытаясь объяснить геохимическую связь редких щелочных металлов с прочими редкими литофильными металлами (Nb, Ta ...), автор проследил, в частности, нетрадиционную для геохимии пару элементов: Rb/Nb. Детальное описание метасоматитов приведено в монографии Ф.Р. Апельцина и др. [1].

В рифейских метаморфизованных сланцах установлено модалное содержание рубидия 0,0045 мас.%. Предполагая с учетом спектральных количественных и полуколичественных определений ниобия 0,001–0,002 мас.%, получаем отношение Rb/Nb на уровне 2–4 (см. таблицу). Далее во всем эволюционном ряду накопления редких элементов в горных породах, несмотря на существенные колебания отношения Rb/Nb, обусловленные вторичными факторами (кристаллохимический, физикохимический и другие), мы наблюдаем поразительно устойчивые средние значения в пределах 1,6–2,5. Экзоконтактовые сланцы (гр. 3) относительно обогащены рубидием вследствие разделения на этом уровне Rb и Nb (различия в кристаллохимической и петрохимической емкостях сланцев и кральмитов).

Геохимическое отношение Rb/Nb в эволюционном ряду метаморфитов и метасоматитов

Группы горных пород	Число анализов	Rb/Nb
1. Сланцы за пределами полей метасоматитов альбит-кварц-хлорит-слоистые		ср. 2-4*
2. Гранитоиды за пределами полей метасоматитов	4	$\frac{2,44}{1,25-4,25}$
3. Сланцы в ореоле метасоматитов	10	$\frac{7,53}{0,25-39,2}$
4. Гранитоиды в ореоле метасоматитов	8	$\frac{1,98}{0,1-3,8}$
5. Квальмиты всех типов	42	$\frac{1,93}{0,12-7,41}$
6. Квальмиты грейзенизированные	13	$\frac{1,66}{0,29-5,38}$
7. Грейзены всех типов	8	$\frac{2,04}{0,43-7,64}$

* Отношение Rb/Nb в метаморфитах определено ориентировочно на основе 17 анализов рубидия и оценке Nb на уровне 0,001-0,002 мас. %. В числителе - среднее, в знаменателе - пределы колебаний.

Не менее интересные и неожиданные результаты дало сравнение содержания ниобия в породах и рубидия в микроклинах соответствующих гранитоидов и квальмитов (рис. 1). В анализируемой выборке использованы только данные определений рубидия методом пламенной фотометрии, а образцы монофракций микроклина представляют только гранитоиды и щелочные слоистые квальмиты (без грейзенизированных) одного поля метасоматитов. Как видно из рис. 1, по этой однородной совокупности, начиная с гранитоидов в ореоле метасоматитов (обр. 373-1-3), получена строгая экспоненциальная зависимость. Поскольку во всех изученных объектах не встречено высокониобиевого метасоматита с низкорубидиевым микроклином, или наоборот, можно утверждать о теснейшей генетической связи двух металлов и поступлении рубидия и ниобия из одного источника.

Третий пример иллюстрирует реальное пространство геологических тел метасоматитов, концентрирующих редкие элементы. Распад комплексных соединений, несущих рубидий и ниобий, происходит в локальных участках совмещения зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов с геологическими телами, имеющими кислый и одновременно достаточно щелочной состав. На примере одного из полей метасоматитов автором установлено, что в пространстве формирования редкометалльных квальмитов образуется контрастная петрохимическая система из двух основных элементов: щелочного кварц-полевошпатового ядра квальмитов и оболочки щелочных базификатов с 20 и более процентами окислов железа, магния и других фемических компонентов. Редкометалльные метасоматиты наследуют осевую часть зоны бластеза, "обволакивающую" по эндоконтам пластовое тело гранитоидов. Кроме повышенных содержаний ниобия эта зона характеризуется весьма устойчивым высоким содержанием рубидия в микроклине квальмитов (рис. 2), которое плавно снижается к фронтальным частям залежи. За пределами влияния интенсивного метасоматического потока содержания рубидия в гранитоидах и микроклинах гранитоидов весьма низкие (рис. 1, обр. 509).

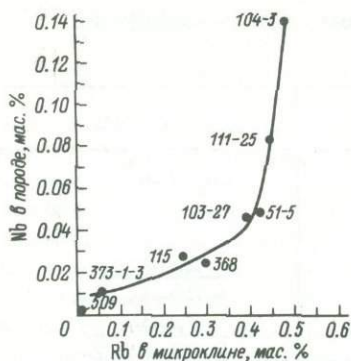


Рис. 1. Экспоненциальная зависимость рудоносности метасоматитов и конституционного параметра микроклина C_{Rb} .

Приведенные примеры позволяют высказать ряд предположений.

1. Механизм инвариантности формационно-парагенетических типов складывается из синхронных мобилизации и кристаллизации редких элементов.

2. Устойчивость соотношений рубидия и ниобия на всех трех этапах рудообразующего процесса связана с образованием ими устойчивых совместных соединений с вероятным отношением атомных количеств $Rb:Nb=2:1$.

3. При образовании щелочно-галогидных комплексов редких металлов в позиции щелочных находятся не любые щелочные металлы, а преимущественно Rb и Li , т.е. равновесие в реакциях типа $N\alpha BeF_3 + Li^+ \rightleftharpoons LiBeF_3 + N\alpha^+$ должно быть смещено вправо.

Остается повторить имеющий практическое значение вывод о том, что повышение концентрации рубидия в микроклинe при определенных геологических ситуациях следует рассматривать не как косвенный, а прямой признак рудоносности. Это имеет особое значение, так как указанное явление наблюдается в пространстве, в десятки раз превышающем линейные размеры пространства рудоотложения. Исходной позицией дальнейшего теоретического углубления проблемы должны быть свойства комплексных соединений рубидия и лития с другими редкими литофильными металлами.

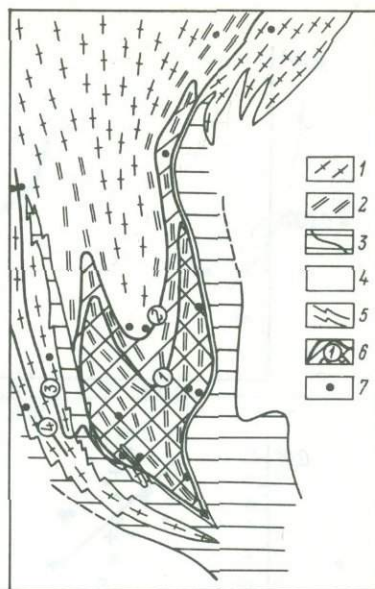
Полевые шпаты рудоносных щелочных метасоматитов, в частности, типоморфные примеси рубидия в калиевых шпатах изучались с начала выделения формационной самостоятельности этой группы пород [4]. В работах А.Е. Силаева [18], А.И. Гинзбурга и др. [7], В.В. Герасимовского и Н.Е. Залашковой [6], Т.Н. Лупашко и др. [16], Б.М. Шмакина и др. [23] и других описан полный комплекс типоморфизма полевых шпатов метасоматитов и редкометалльных гранитов. Он включает три основные группы конституционных параметров: структурные ($Si-Al$ -упорядоченность, двойникование), химические (Ab и Or , An - компоненты, примеси Ba , Sr , Rb , Pb , Tl , Ga) и физические (рентгено- и термолюминесценция, центры излучения Fe_{IV}^{3+} , Pb^{2+} и др.). Установлено закономерное упорядочение полевых шпатов в процессах метасоматоза, очищение от примесей анортитовой составляющей, вынос Ba и Sr , накопление Rb , Pb , Tl , Ga , Ge , переход к рентгенолюминесценции в связи с центрами излучения, главным образом Fe_{IV}^{3+} , а также Pb^{2+} и т.д.

Аналогичное исследование проводилось автором на 80 образцах калиевых шпатов и плагиоклазов, представляющих комплекс полярноуральских редкометалльных кварцитов, гранитоидов некоторых интрузивных массивов севера Урала (Мань-Хамбо, Ильяиз, Неройско-Патокский и др.) [10]. Следует сказать, что результаты наших исследований указывают на необходимость некоторой корректировки и уточнения представлений о комплексе типоморфизма щелочных полевых шпатов метасоматитов. Необходимо уточнение понимания каждого типоморфного свойства всего лишь как диагностического признака конкретного процесса, а не рудообразования вообще. Это касается состава полевых шпатов, упорядоченности, термо- и рентгенолюминесценции, ИК-спектроскопии, некоторых элементов-примесей, количества и состава газовой-жидких включений, морфологии и структуры индивидов и агрегатов. Нелишне упомянуть и о связи структуры и состава минералов с влиянием их на физические свойства, о конвергенции и дивергенции признаков.

На примере двух редкометалльных районов, отличающихся проявлением варисцийского рудогенеза в пределах консолидированных байкальских блоков Центрально-

Рис. 2. Конституционная зональность топоминералогической системы микроклина метасоматитов (параметр C_{Rb}) и некоторые геологические и петрохимические параметры поля редкометалльных кварцитов.

1 - гранитоиды интенсивно измененные; 2 - редкометалльные кварциты по апогранитоидным blastомилонитам и blastоклазитам; 3 - контур интенсивной базификации вмещающих сланцев по изоконцентрации $10 \text{ мас.}\% \text{ FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO}$; 4 - сланцы; 5 - контур полевошпатовых метасоматитов и гранитоидов; 6 - изолинии концентраций рубидия в микроклине и их порядковые номера в сторону снижения концентраций; 7 - точки отбора минералогических проб, проанализированных на C_{Rb} в микроклине.



Уральского поднятия (Харбейский и Ляпинский антиклинии), устанавливается отсутствие двух главных признаков метасоматоза: в участках развития метасоматитов и за их пределами присутствуют исключительно щелочные высокоупорядоченные микроклин и альбит. В альбите устанавливается не более $1.3\% \text{ An}$ ($0.24\% \text{ CaO}$), $\text{Si} - \text{Al}$ -упорядоченность - T_{10} равно $0.94 - 0.96$; содержание ортоклазового компонента $Or = 0 - 2.0\%$. Микроклины, в том числе микроклин-пертиты, отличаются $90 - 95\% \text{ Or}$, T_{10} равно $0.93 - 0.99$. Таким образом, „доупорядочение“ и очищение от An -компонента просто невозможно. В связи с этим кажется сомнительным использование оптических методов изучения состава и упорядоченности полевых шпатов кварцитов ($2V$, n_p , n_g), поскольку некоторые получаемые данные [1] принципиально противоречат результатам химической и рентгеновской диагностики. В связи с высокой упорядоченностью и щелочным составом полевых шпатов всех типов пород в участках метасоматоза оказывается бесполезным в их изучении и широко разрекламированный метод ИК-спектроскопии. Это же обстоятельство, согласно работам Л.В. Бершова [3], исключает из числа информативных методов природной термолюминесценции: высокоупорядоченные альбиты и микроклины либо вообще не светятся, либо обнаруживают иногда слабо выраженный подъем кривых в интервалах $215 - 240$ и $300 - 380$ °С. Ряд авторов рекомендовал использовать интенсивную рентгенолюминесценцию альбита и микроклина в области $700 - 740 \text{ нм}$ (центр Fe_{IV}^{3+}) как индикатор возможного наличия тантало-ниобиевого оруденения [15, 16]. На образцах из поляноуральских кварцитов и вмещающих их гранитоидов автором были получены спектры рентгенолюминесценции с одной единственной полосой Fe_{IV}^{3+} , интенсивность которой у альбитов не менялась значимо, у микроклина кварцитов возрастала в сравнении с измененными гранитоидами экзоконтакта в 4-6 раз. Если рассматривать люминесценцию самостоятельно, то придется говорить, что нами выявлено новое типоморфное свойство щелочных полевых шпатов - возрастание в них примесей Fe^{3+} по ходу метасоматического процесса. В микроклине наблюдалось увеличение Fe_2O_3 от 0.04 (в гранитоидах) до $0.74 \text{ мас.}\%$ (в кварцитах), в альбите, аналогично, от 0.11 до $0.26 \text{ мас.}\%$. Если же использовать отношения $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$, то мы получаем индикатор, не менее чувствительный, чем, например, Rb/Ba -отношение: при вариациях последнего для микроклина в пределах 1-40 (система вмещающих гранитоидов - кварцитов, за пределами участков метасоматоза наблюдались значения 0.08), $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ от 0.2 до 9.5 в микроклинах и от 0.2 до 3.3 в альбитах, т.е. соответственно 40- и 15-кратные изменения.

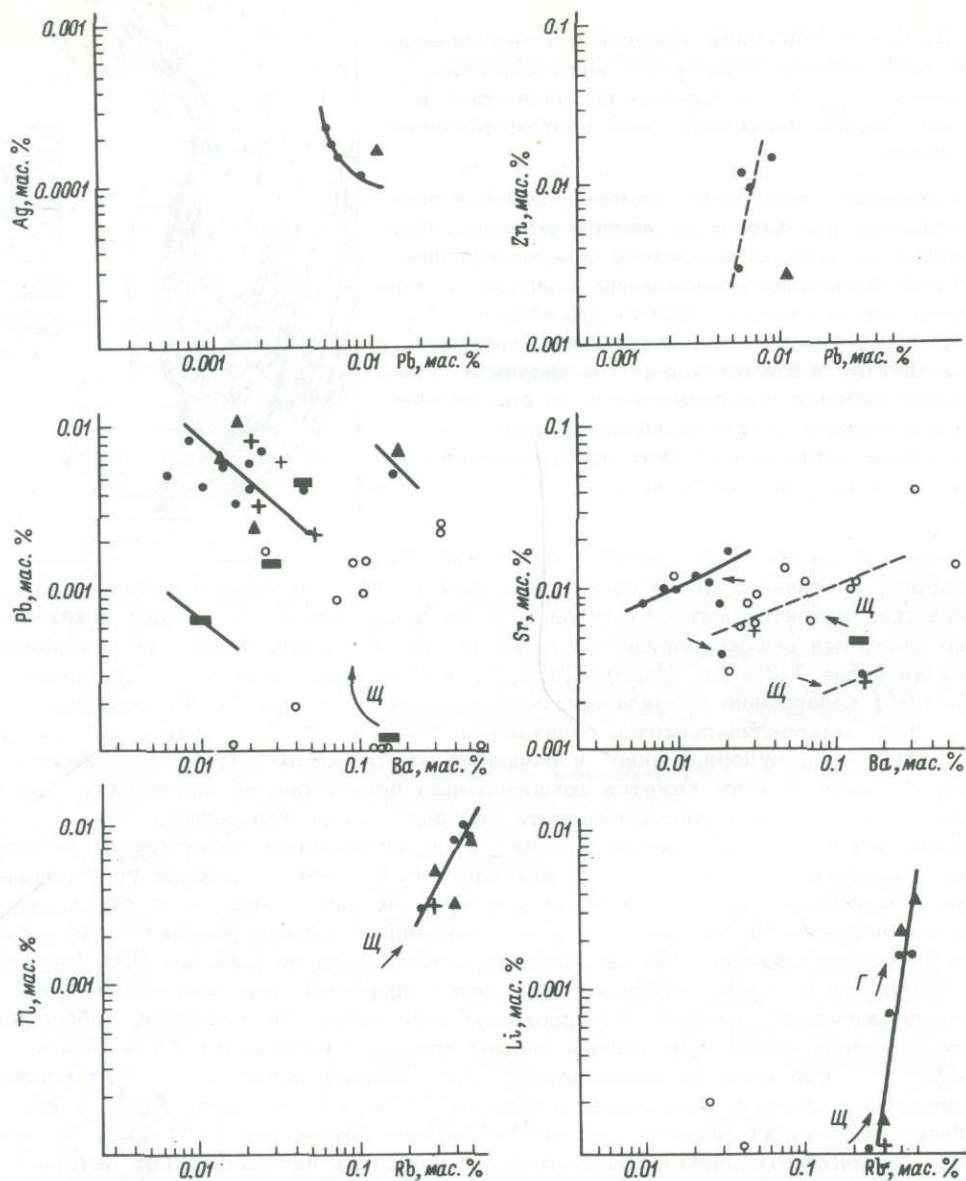


Рис. 3. Содержание элементов примесей в микроклине метасоматитов, гранитоидов, пегматитов, сиенитов, гравелитов из различных районов Северного, Приполярного и Полярного Урала.

1 - микроклины различных горных пород (см. выше) Северного и Приполярного Урала; 2-5 - микроклины различных редкометалльных полей полярноуральских кварцитов; 6 - гранитоиды, метаморфизованные, кварцитизированные гранитоиды района полярноуральских кварцитов; 7 - конституционная эволюция микроклинов при щелочном метасоматозе (Щ) и грейзенизации (Г).

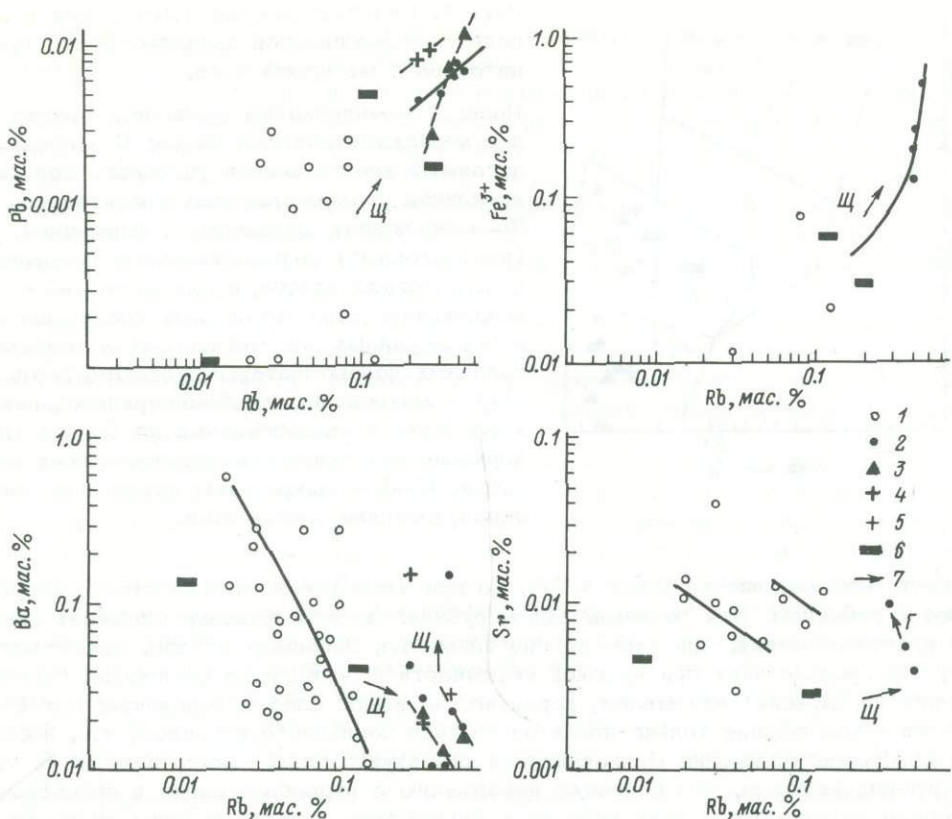


Рис. 3 (продолжение).

Совершенно ясно, что структурные примеси железа, в том числе количество их, влияние на люминесценцию, упорядоченность ионов Fe^{3+} и другие возможные проявления присутствия Fe в полевых шпатах следует рассматривать как одно явление, которое генетически обусловлено не рудообразованием вообще, а параметрами минералообразующей среды: щелочностью, потенциалом кислорода, насыщенностью системы железом и др. Можно привести примеры совершенно безрудных щелочных метасоматитов, в которых происходит интенсивное накопление железа.

Сложность и одновременно определенность полевых шпатов как информационной системы проиллюстрируем корреляционными графиками концентраций элементов-примесей в микроклинах из метасоматитов и гранитоидов (рис. 3). Отметим лишь некоторые, главные для предмета обсуждения особенности: представленные на графиках образцы характеризуют различные типы метасоматитов в объектах и разные их пространственные зоны, поэтому мы фактически наблюдаем на графиках отражение пространственно-временного процесса; расположение фигуративных точек в целом строго закономерно и свидетельствует об однозначности функциональных связей „процесс-свойство“; выявляются прямые и обратные тенденции для одного и того же элемента, дискретные уровни концентраций суммы примесей (Pb, Ba, Sr, Rb), поля незначимых связей и уровни, с которых начинается жесткая функциональная связь; выделяются конституционные поля, в которых принципиально меняется емкость реакции конституционной системы на различные элементы ($Li - Rb$); самое главное, что, хотя поведение всех элементов и закономерно, для каждого присутствует элемент индивидуальности, а иногда дивергенции,

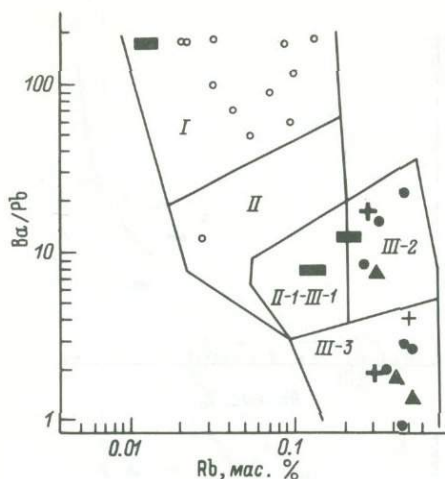


Рис. 4. Конституционная палетка для определения формационной принадлежности гранитоидов и метасоматитов.

Поля: I — микроклины различных гранитоидов нередкометаллических типов; II — предполагаемый контур конституционного поля микроклинов редкометаллических гранитоидов; III — микроклины, связанные с формацией (ниобиеносных) редкометаллических полевошпатовых метасоматитов, в том числе II-1 — III-1 — микроклины редкометаллических гранитоидов(?) и периферийных зон метасоматоза редкометаллических полевошпатовых метасоматитов, III-2 — микроклины слабоминерализованных квалъмитов и конвергентных по C_{Ba} в микроклине интенсивно минерализованных квалъмитов, III-3 — микроклины интенсивно минерализованных квалъмитов.

например, наблюдающейся у Ba и Sr , но при этом все элементы строго коррелируют с рубидием. Как показано выше, рубидий непосредственно отражает динамику рудообразования, при этом другие элементы, например железо, свидетельствуют, что процесс идет при высокой щелочности и потенциале кислорода; барий и стронций (и кальций) указывают, вероятно, на вынос слабых оснований; литий появляется в микроклине только после насыщения последнего рубидием, т.е. необходимо некоторое искажение микроклиновой структуры и т.д. Можно завершить это рассуждение выводом, что основную информацию о рудообразовании в процессах щелочного метасоматоза дает рубидий в микроклине, остальные примеси в минерале, а также альбите либо дублируют ее, либо добавляют некоторые новые моменты второго порядка важности.

Остается рассмотреть типоморфизм рубидия и некоторых других элементов в микроклине с учетом его роли в общей системе прогнозирования редкометаллических полевошпатовых метасоматитов. Прежде всего ограничим объект прогнозирования. На примере Североуральского региона и других можно сделать заключение о существовании двух групп среди формаций редкометаллических полевошпатовых метасоматитов: с существенной геохимической ролью рубидия и лития и без таковых. Вероятно, они формировались в связи с двумя различными типами флюидов: щелочно-галогидным и щелочно-карбонатным. Прогнозная роль рубидия для метасоматитов второго типа существенно ниже, чем в первой группе вследствие низких концентраций элемента.

Как показали материалы исследований полярноуральских квалъмитов [10], рубидий является наиболее эффективным геохимическим индикатором в прогнозе рудоносных метасоматитов первой группы. При общей площади полей квалъмитов меньше 0,1% от площади рудного района, геохимические аномалии рубидия в сланцево-метаморфических толщах, фиксируемые по значению K/Rb отношения менее 250-220 (фон — 300-560), составляют 6,5% территории. Причем на площади относительных аномалий рубидия закономерные аномалии других элементов не фиксируются, кроме ближайших экзоконтактов и метасоматического ореола (от десятков метров в сланцах до сотен в бластомилонитах по гранитоидам). При этом микроклин измененных гранитоидов содержит в рудоносной зоне бластеа повышенные в 5-10 раз относительно первичных содержания Rb , достигающие 0,55-0,12% и более.

Используя простейшие комплексные индикаторы на основе измерения 3-4 элементов в микроклине, в том числе Rb , Pb , Ba , а также K , Tl и другие, мож-

но получить палетки (рис. 4), аналогично разработанным В.В. Гордиенко [8] для пегматитовых месторождений. Характерно, что измененные гранитоиды в ореоле полей метасоматитов, еще не несущие редкометалльной минерализации, уже резко отличаются по показателю Ba/Pb микроклина (рис. 3) от всех гранитов и гранито-гнейсов, включенных в выборку (биотитовые граниты, субщелочные лейкограниты, щелочные кварцевые сиениты, пегматоидные жилы лейкогранитов), и в координатах $Ba/Pb - Rb$ продолжают поле фланговых участков редкометалльных кральмитов (соответственно поля III-2, II-1 - III-1, рис. 4). Область II-1 - III-1 выделена как ориентировочное поле перекрытия полей II и III, т.е. редкометалльных гранитов и полевошпатовых метасоматитов.

Таким образом, наряду с традиционным прогнозным геологическим комплексом с использованием геохимических и радиометрических методов при средне- и крупномасштабных работах применение типоморфизма полевых шпатов как важного минералогического индикатора рудоносных полевошпатовых метасоматитов целесообразно по следующей схеме:

1) выявление и картирование зон бластеза и щелочного метасоматоза;

2) при наличии кварц-альбит-микроклиновых пород (гранитоидов, гранито-гнейсов, метасоматитов) диагностика и классификация потенциально рудоносных зон и перспективных участков в них при устойчиво повышенных в 3-5 и более раз относительно фоновых содержаниях рубидия в микроклине (до 0.1 мас.%) ;

3) при отсутствии типичных производных формаций редкометалльных полевошпатовых метасоматитов возможна предварительная диагностика этих формаций по комплексному индикатору микроклина $Ba/Pb - Rb$ (рис. 4). Положительная оценка на основании наших данных может быть при значении Ba/Pb менее 25 и содержании Rb в микроклине бластитов и метасоматитов в 3-5 раз выше фоновых микроклинов. Данный индикатор, выраженный в функциональной форме $\Phi_{KB} = \frac{Ba}{Pb \cdot Rb}$, для полярных кральмитов составляет 2-82, а для различных изученных автором гранитоидов - 556-3700 и более. Результаты могут быть существенно улучшены, если производится не только диагностика формации (т.е. „да“-„нет“), но и пространственная топоминералогическая реконструкция редкометалльной системы на основе минералогического картирования.

Л и т е р а т у р а

1. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М., 1967. 199 с. (Тр. ВИМС, нов. сер., вып. 16).

2. Апельцин Ф.Р., Кудрин В.С. Специфические черты изучения и оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ // Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., 1972. С. 5-17.

3. Бершов Л.В. Экспериментальное исследование радиационных электронно-дырочных центров в минералах: Автореф. докт. дис. М., 1972. 54 с.

4. Беус А.А., Соболев Б.П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962.

5. Беус А.А., Соболев Б.П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитах: Проблемы генезиса руд // Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., 1964. С. 39-46.

6. Герасимовский В.В., Залашкова Н.Е. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов из редкометалльных гранитов // Геохимия. 1976, № 4, С. 520-526.

7. Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 1973. № 1. С. 11–17.

8. Гордиенко В.В. Использование типоморфных признаков минералов в качестве поисково-оценочных критериев продуктивности гранитных пегматитов // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 49–62.

9. Калининский А.В. Полевые шпаты при исследованиях щелочных метасоматитов (альбититов) на севере Урала // Тезисы Коми республики девятой научной молодежной конференции. Сыктывкар, 1986. С. 71.

10. Калининский А.В., Литовко Д.Н. Редкие щелочи в процессах метасоматоза на севере Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления (Тезисы Угличской конференции). Тюмень, 1985. С. 91–93.

11. Комаров А.Н., Прыткин Ф.Я. Диафториты и натриевые метасоматиты Вольнского блока. Киев, 1980. 140 с.

12. Косалс Я.А. Геохимия амазонитовых апогранитов. Новосибирск, 1976. 189 с.

13. Косалс Я.А., Темников Ю.И. Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. Новосибирск, 1983. 231 с.

14. Кудрин В.С. Редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты) зон регионального метаморфизма // Метасоматоз и рудообразование. М., 1978. С. 183–193.

15. Лупашко Т.Н., Караева З.Г., Шурига Т.Н., Тарашан А.Н. Характерные особенности микроклина из редкометалльных щелочных метасоматитов // Минер. журн. 1981. Т. 3, № 4. С. 45–50.

16. Лупашко Т.Н., Тарашан А.Н., Караева З.Г., Шурига Т.Н. Типоморфные особенности щелочных полевых шпатов из редкометалльных метасоматитов (по данным люминесценции) // Минер. журн. 1985. Т. 7, № 3. С. 30–44.

17. Мелентьев Г.Б. Новая петрологическая модель формирования редкометалльных месторождений гранитовой формации и ее роль в разработке объемно-количественной методики их прогнозирования, поисков и перспективной оценки // Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценка. М., 1980. С. 7–44.

18. Силаев А.Е. Использование калиевых полевых шпатов с целью расчленения и выяснения генезиса метасоматических пород состава щелочных гранитов // Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., 1972. С. 86–96.

19. Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия // М., 1980. 233 с.

20. Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. М., 1985. 224 с.

21. Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М., 1978. 214 с.

22. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977. 280 с.

23. Эндогенное оруденение древних щитов. М., 1978. 200 с.

ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАК ЭФФЕКТИВНЫЙ СПОСОБ
ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Постоянный рост дефицита олова в сфере потребления, устойчивое снижение качества добываемых руд и недостаточная обеспеченность ряда рудников разведанными запасами данного металла [13, 15] вызывают острую необходимость повысить эффективность использования оловорудных месторождений. Главным для укрепления сырьевой базы оловянной промышленности становится не столько обнаружение новых месторождений, сколько повышение отдачи тех из них, которые уже вовлечены в эксплуатацию. Подобный подход полностью соответствует взятому экономикой страны курсу на интенсивное развитие при максимальном использовании внутренних резервов.

В повышении практической отдачи от рудных месторождений можно выделить два основных направления: 1) увеличение полноты использования недр за счет выявления внутри эксплуатируемых месторождений дополнительных запасов рудного сырья; 2) увеличение полноты и комплексности использования добываемых руд за счет обеспечения технологов необходимой опережающей информацией о составе и свойствах руд. Реализация этих направлений ставит перед геологической наукой соответственно две крупные и ответственные задачи по разработке: 1) методов достоверной оценки промышленной рудоносности эксплуатируемых и разведываемых месторождений; 2) методов надежной технологической оценки рудных запасов непосредственно в недрах.

Важная роль в решении этих задач принадлежит методам, которые предназначены для изучения пространственно-временных закономерностей минералообразования и которые целесообразно объединить термином „топоминералогический анализ“. Под топоминералогическим анализом автор понимает комплекс специальных минералогических методов (прежде всего методов минералогического картирования), направленных на выявление объективных пространственно-временных закономерностей распределения минерального вещества внутри месторождений и обеспечение на основе таких закономерностей достоверной геолого-промышленной оценки и эффективного использования рудных запасов. Содержание термина „топоминералогический анализ“ полностью соответствует той трактовке понятия „топоминералогия“, которая была дана еще А.Е. Ферсманом [20] и развивается сейчас Н.П. Юшкиным [24] и рядом других исследователей.

Аспекты пространства и времени выступают в топоминералогических исследованиях в неразрывном диалектическом единстве. С одной стороны, изучая только пространственные закономерности распределения минералов и минеральных сообществ, мы не сможем расшифровать породившие их процессы до тех пор, пока не установим их возрастную последовательность. С другой стороны, у нас пока нет возможности измерять с приемлемой точностью абсолютный возраст кристаллизации минералов. В этих условиях решающее значение приобретают методы установления относительного возраста и синхронизации минералогических объектов, а большинство используемых для этого критериев основано опять-таки на особенностях пространственного взаимоотношения минералов.

В этой связи становится понятной та особая роль, которую играет в топо-минералогическом анализе представление о парагенезисе. В трактовке А.Г. Бетехтина, которой автор последовательно придерживался [4], парагенезис — это группа минералов, образовавшихся (судя по критериям возрастных соотношений) совместно на определенной стадии минерализации, а каждая стадия связана с поступлением новой порции минералообразующего флюида.

С позиций структурно-вещественного подхода магматический и гидротермальный парагенезисы принципиально не различаются и иерархически равнозначны. Ведь и тот, и другой представляют собой результат совместной кристаллизации минералов из самостоятельно внедрившейся порции эндогенного флюида. Разница лишь в том, что в первом случае это был магматический расплав, во втором — гидротермальный раствор. Сейчас это различие становится еще менее заметным, поскольку появляется все больше и больше фактов, свидетельствующих о существовании флюидов промежуточного характера — так называемых рудных магм [11, 14, 16, 26, 27].

Методические принципы и приемы топоминералогического анализа рассматриваются в настоящей статье на примере оловорудных объектов Северо-Востока СССР и применительно к решению только первой из поставленных выше задач, т.е. к оценке перспектив рудоносности месторождений и обнаружению внутри них новых запасов рудного сырья. Это обусловлено тематической направленностью и ограниченным объемом статьи. Что же касается второй задачи (оценки технологического качества руд в недрах), то для нее топоминералогические методы оказались не только эффективными, но и вообще единственно приемлемыми [5].

Сводный возрастной парагенетический ряд как объективное отражение истории эндогенного развития оловорудного района

Важнейшей задачей оценки перспектив рудоносности объекта является определение возрастного положения продуктивного парагенезиса среди всех других парагенезисов, известных на территории данного рудного района. Действенным инструментом для решения этой задачи может, по нашему мнению, служить сводный возрастной парагенетический ряд. К идее построения такого ряда мы пришли через следующую мысль С.С. Смирнова: „...беря всю совокупность месторождений и отвлекаясь от деталей, можно как бы из отдельных кусков единого целого восстановить полную картину рудного процесса, типичного для всего района“ [19, с. 51].

Обосновывая возможность и целесообразность реализации этой идеи, мы опирались на два основополагающих принципа: 1) принцип аномальности рудного месторождения, известный по работам Л.Н. Овчинникова и Н.П. Хераскова, и 2) принцип унаследованности в тектонике, обоснованный Н.С. Шатским, А.В. Пейве, И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской и др.

Согласно первому из этих принципов рудное месторождение по набору, сочетанию и масштабам проявления парагенезисов представляет собой аномальное образование. Для правильного понимания природы такого объекта необходим, как утверждал Н.П. Херасков [21], определенный уровень знаний о его обычном (нормальном) окружении. Иными словами, нужно изучить положение (возрастное, объемное и пр.) парагенезисов месторождения относительно всех других, развитых на территории данного рудного района (узла).

Второй принцип утверждает, что при возобновлении тектонической деятельности происходит наследование тектонического плана, тектонических форм и тектонических движений, ранее имевших место в данном участке земной коры. Для магматогенного месторождения тектоническая унаследованность проявляется в том, что на протяжении всей истории его формирования, насчитывающей нередко десятки миллионов лет, существует одна и та же система геологических структур, которая используется разновозрастными потоками магм и гидротерм для проникнове-

ния и отложения продуктов кристаллизации. Происходит это в силу приуроченности месторождений к наиболее активным частям зон долгоживущих глубинных разломов, игравшим главную роль как в зарождении магматических очагов, так и в распределении их продуктов внутри рудного района. Следствием этого является неизбежность многократного пространственного совмещения продуктов разновозрастных и разноглубинных эндогенных очагов. К настоящему времени накоплен обширный фактический материал, подтверждающий подобного рода полигенность многих рудных месторождений [8, 12, 17, 23, 25, 28, 29, 30].

Построение сводного парагенетического ряда производилось нами путем синхронизации и интегрирования частных рядов, зафиксированных на отдельных участках района (месторождениях, рудопроявлениях, интрузивных массивах, дайковых свитах и т.п.). Для взаимной корреляции частных рядов, примеры которой были известны и ранее [22, 25], использовались наиболее распространённые, четко выраженные и легко диагностируемые („реперные“) парагенезисы. При этом делались следующие вполне корректные допущения:

- Гидротермальная и магматическая деятельность проявляется в различные периоды развития рудного района, и в этом смысле она непрерывна. Вместе с тем она распадается на ряд самостоятельных и достаточно кратковременных процессов минералообразования, т.е. в то же время она дискретна.
- В пределах рудного района каждый процесс магматогенного минералообразования проявляется достаточно широко, сохраняя при этом свои характерные черты.
- В пределах зон долгоживущих глубинных разломов (в том числе, скрытых) совмещаются разновозрастные магматические и гидротермальные образования.
- И, наконец, главное: принципиально сходные по составу, но пространственно разобъединённые парагенезисы считаются синхронными, если нет прямых или косвенных признаков их разновозрастности. Это допущение широко используется в практике любого геологического картирования. Причем синхронность понимается не в абсолютном смысле, а в том, что однотипные по составу образования принадлежат к одной возрастной группе, к одному временному интервалу, внутри которого вполне возможны относительные смещения „по фазе“ [2].

Построенный таким образом единый для рудного района возрастной парагенетический ряд суммирует все известные на его территории возрастные сочетания магматогенных (магматических и гидротермальных) парагенезисов и является объективным отражением всей его эндогенной истории.

Достоверно определяя положение каждого парагенезиса в эндогенной истории рудного района, взаимоувязанные возрастные парагенетические ряды являются, кроме того, надёжной фактической основой для проведения формационного анализа. С их помощью можно наглядно и объективно оценить характер связи парагенезисов в любой их устойчивой совокупности, т.е. понять природу любой минеральной (в том числе рудной) формации, а также установить ее связи с различными магматогенными образованиями исследуемой территории [3, 8]. Этот методический подход в принципе аналогичен тому, который используется Б.В. Бродиным [1]. Различие лишь в том, что Б.В. Бродин проводит корреляцию только гидротермальных парагенезисов, не учитывая магматических, и применяет другую терминологию (то, что мы называем парагенезисом, он называет минеральным комплексом).

Важное преимущество подобного методического подхода к рудным месторождениям при их формационном анализе заключается в том, что он позволяет сохранить и учесть информацию о количестве и положении минеральных парагенезисов, входящих в их состав. Данный подход вовсе не означает, что образование каждого парагенезиса связывается с самостоятельным магматическим источником. Он просто не навязывает исследователю сомнительного постулата о принадлежности всех парагенезисов месторождения к одному очагу. Вопрос о генетических связях предлагаемый нами подход оставляет открытым. Связаны ли разновозрастные парагенезисы рудного месторождения с одним или несколькими очагами, с очагами какого именно типа и возраста следует их связывать, можно решить лишь после

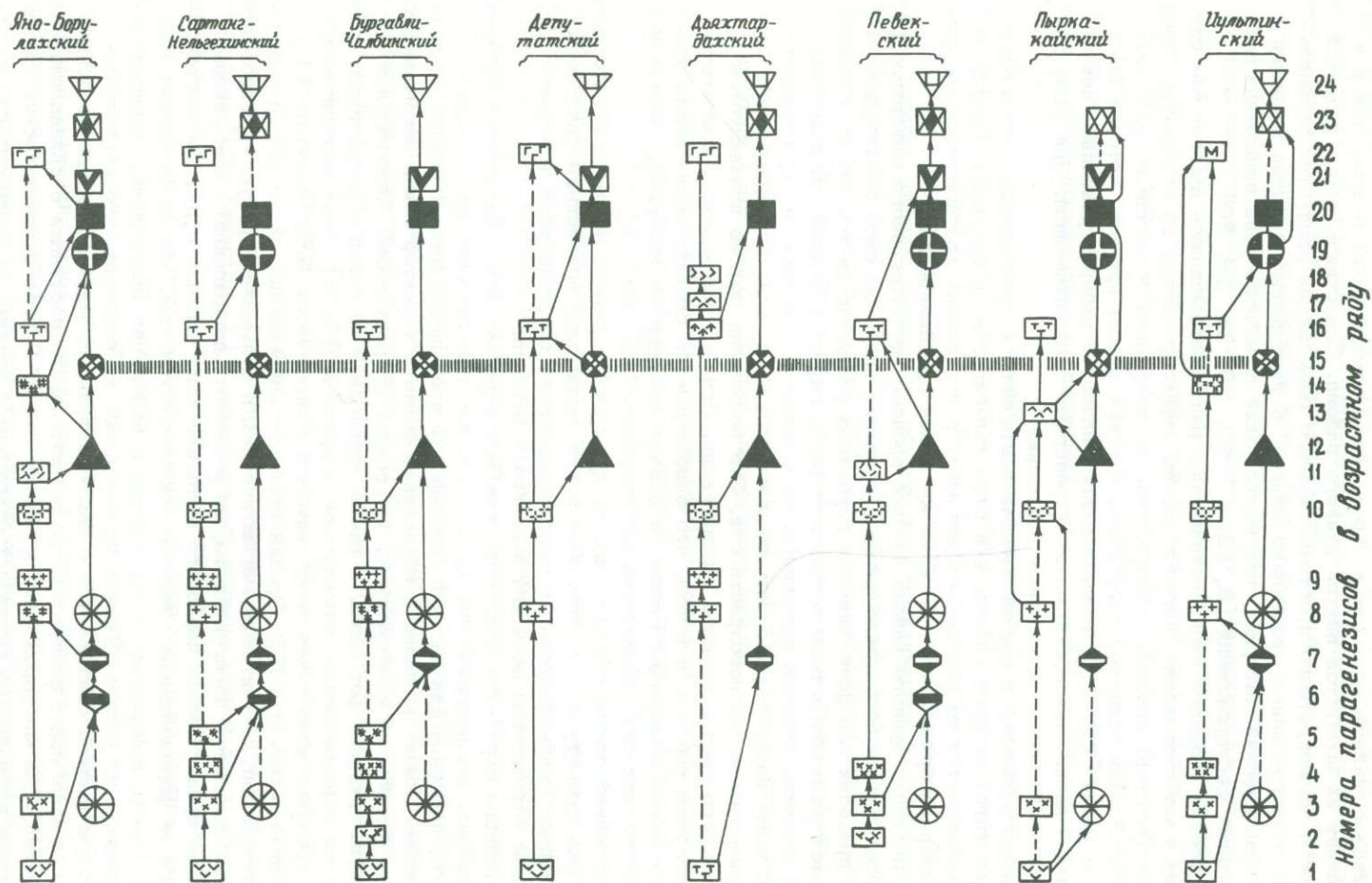


Рис. 1. Сводные возрастные парагенетические ряды оловорудных районов и узлов Северо-Востока.

Непрерывными стрелками показана последовательность, установленная на основании прямых пересечений геологических тел, прерывистыми — на основании косвенных данных.

кропотливого анализа данных по сопоставлению состава, возрастного положения и особенностей размещения гидротермальных и магматических парагенезисов на изучаемой территории.

Используя изложенные принципы и приемы, мы совместно с Э.А. Ефременко составили сводные возрастные парагенетические ряды для большинства основных оловорудных районов и узлов Северо-Востока, сформировавшихся в условиях уже консолидированной складчатой области и обладающих всеми признаками, которые отвечают структурам тектоно-магматической активизации. Исходным материалом для наших построений послужили главным образом собственные полевые и лабораторные наблюдения, а также факты парагенетических взаимоотношений, известные по публикациям Л.Н. Индолева, С.Ф. Лугова, Б.В. Макеева, И.Я. Некрасова, Б.Л. Флерова и других геологов.

Построенные нами ряды изображены на рис. 1. Каждый из таких единых рядов разделяется для наглядности на две колонки: в одной показаны парагенезисы, имеющие магматическое происхождение, в другой – гидротермальное. Генеральная последовательность парагенезисов такова (от ранних к поздним): 1) ранние диоритовые порфиры; 2) диорит-порфиры; 3) монцогранодиориты (роговики, скарноиды); 4) лейкограниты, аплиты, полевошпат-кварцевые пегматиты; 5) плагиогранит-порфиры; 6) анкерит-кварцевый парагенезис; 7) кальцит-кварцевый парагенезис; 8) граниты (кварц-биотитовый парагенезис, скарноиды, роговики); 9) лейкограниты, аплиты, полевошпат-кварцевые пегматиты; 10) кварцевые порфиры, гранит-порфиры; 11) турмалиновые граниты и пегматиты; 12) турмалиновый парагенезис; 13) лампрофиры; 14) оловоносные аляскиты; 15) касситерит-кварцевый парагенезис (продуктивный по олову); 16) поздние диоритовые порфиры; 17) трахиты; 18) монзониты; 19) альбит-хлоритовый парагенезис; 20) сульфидный (колчеданный) парагенезис; 21) сульфидно-карбонатный парагенезис; 22) габбро-долериты, мончикиты; 23) антимонит-кварцевый парагенезис; 24) пирит-кальцитовый парагенезис.

Анализируя и сопоставляя между собой сводные возрастные ряды парагенезисов, построенные для оловорудных районов и узлов Северо-Востока, можно наметить некоторые общие особенности эндогенного развития этих территорий во времени. Прежде всего отчетливо видно, что всем им присущи две главные закономерности.

1. Контрастность многих смежных во времени парагенезисов (резкое различие в составе, многократная возрастная перемежаемость магматических и гидротермальных парагенезисов и т.п.). Это является прямым доказательством участия нескольких эндогенных очагов в развитии отдельно взятого оловорудного района (узла) и подтверждением правильности выдвинутой А.Д. Щегловым концепции нелинейной металлогении.

2. Принципиальное сходство парагенетических рядов всех оловорудных районов (узлов) этой обширной металлогенической провинции. Оно свидетельствует о существовании закономерной, достаточно строгой последовательности в возникновении эндогенных очагов и не согласуется с гипотезой об их параллельном (одновременном) развитии. По-видимому, данная гипотеза, являющаяся составной частью концепции нелинейной металлогении, нуждается в уточнении.

Во всех рассмотренных нами оловорудных районах и узлах Северо-Востока, в какой бы геологической обстановке они не находились, характер основных эндогенных событий и их последовательность оказываются одинаковыми. Каждое из таких событий, вещественным выражением которых служит соответствующий магматический или гидротермальный парагенезис, сохраняет во всех оловоносных территориях нашего региона свои специфические отличительные черты. Выступая как звенья закономерной цепи явлений, парагенезисы в своей совокупности отражают, следовательно, ход единого процесса эндогенного развития оловорудных районов и узлов Верхояно-Чукотской провинции. Сходство возрастных парагенетических рядов свидетельствует о том, что единство этого процесса носит региональный характер.

Важной чертой рассматриваемых парагенетических рядов является симметричность их строения, в которой отражается циклический характер эндогенного развития оловорудных районов. Если взять наиболее крупные по объему магматические парагенезисы, то нетрудно заметить (рис. 1), что их формирование шло сначала в гомодромной последовательности (ранние порфириты – монцогранодиориты – граниты – кварцевые порфиры), а затем в антидромной (турмалиновые граниты – аляскиты – поздние порфириты – габбро–долериты). В целом же они создают замкнутый цикл. Восходящая гомодромная ветвь цикла фиксируется закономерным возрастанием содержания в породах кремнезема, калия, натрия и падением содержания серы, а нисходящая антидромная – прямо противоположной направленностью всех этих характеристик (рис. 2). Согласно модели, разработанной Э.П. Изохом [9], подобная цикличность обусловлена вертикальной миграцией фронта магмообразования (подъем – инверсия – опускание).

Положение и последовательность основных гидротермальных парагенезисов во многом согласуется с циклическим характером развития магматизма (рис. 1, 2):

- Максимальное количество карбонатов приходится на самые крайние (начальный и конечный) члены парагенетического ряда. Для парагенезисов середины ряда карбонаты вообще не свойственны.

- К восходящей гомодромной ветви магматического цикла приурочено образование ранних карбонатно–кварцевых парагенезисов, отличающихся наиболее значительным объемом минерального вещества, в котором доминирует кварц.

- Формирование большинства гидротермальных парагенезисов совпадает во времени с теми частями петрохимического цикла (крайние нижняя и верхняя ветви), которые характеризуются преобладанием натрия над калием.

- Образование особенно крупных концентраций сульфидных минералов приходится на время проявления тех магматических парагенезисов, которые отличаются основным составом и повышенным содержанием серы.

- Турмалиновый и касситерит–кварцевый парагенезисы, выделяющиеся повышенным содержанием летучих, во времени сопряжены со своеобразной группой магматических парагенезисов (кварцевыми порфирами, турмалиновыми и литий–фтористыми гранитами), которым свойственна та же геохимическая специфика.

Вместе с тем развитию гидротермальных парагенезисов во времени присущи некоторые черты, принципиально отличающие их с точки зрения цикличности от магматических. Интересно, во–первых, что максимум объема магматических парагенезисов приходится на среднюю часть возрастного ряда, а гидротермальных – на края. Во вторых, проявлению наиболее важных гидротермальных парагенезисов свойствен не эволюционный, а импульсный характер.

В целом анализ сводных парагенетических рядов приводит нас к выводу, что качественной моделью процесса эндогенного развития оловорудного района (узла) может служить закономерный ряд обособленных разноглубинных очагов, эшелонированных по вертикали в пределах единой долгоживущей структуры и последовательно активизировавшихся в направлении снизу вверх, а затем сверху вниз (с образованием замкнутого магматического цикла).

Некоторые особенности строения сводных парагенетических рядов имеют прямое отношение к прогнозированию оруденения и рациональному направлению поисковых работ. Наиболее важна в этом смысле переменяемость магматических и гидротермальных парагенезисов во времени.

Особое внимание следует обратить здесь на тот многократно доказанный факт, что биотитовые граниты, образующие в Верхояно–Чукотской складчатой области крупные интрузивные массивы, с одной стороны, и турмалиновый и касситерит–кварцевый парагенезисы, слагающие оловорудные месторождения, – с другой, разделены во времени кислыми порфирами. Последние, будучи крупной специфической группой пород, выделяемой сейчас многими исследователями в самостоятельный магматический комплекс („тиглякчанский“, по В.В. Бояршинову), формируют протяженные дайковые пояса (а также эффузивные поля), развивающиеся совершенно

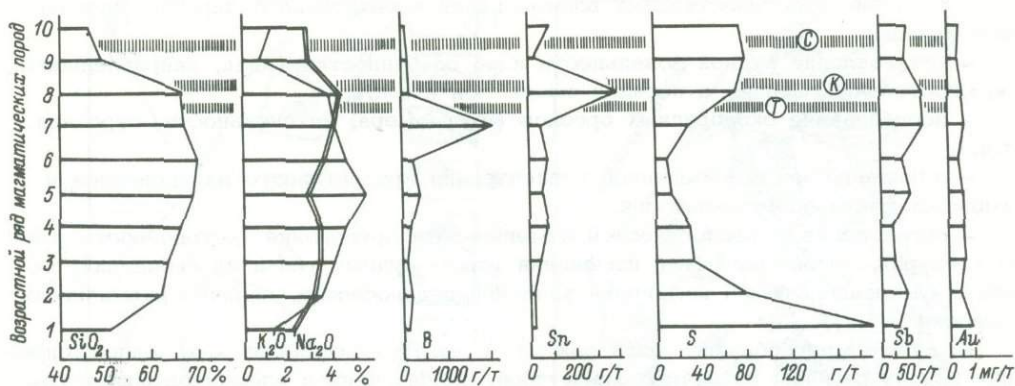


Рис. 2. Положение турмалинового (Т), касситерит-кварцевого (К) и сульфидного (С) парагенезисов в схеме геохимической эволюции магматических пород Яно-Борулахского района (составили Э.А. Ефременко и О.П. Иванов).

1 - ранние диоритовые порфириды; 2 - гранодиорит-порфиры; 3 - адамеллиты; 4 - граниты; 5 - гранит-порфиры; 6 - кварцевые порфиры; 7 - турмалиновые граниты; 8 - аляскиты; 9 - поздние диоритовые порфириды; 10 - габбро-долериты.

но независимо от гранитоидных массивов. Промышленное оловянное оруденение не имеет, следовательно, прямого отношения к гранитоидным массивам, и строить на них стратегию поисков месторождений олова бесперспективно. Значительно перспективнее использовать в этом плане комплекс кислых порфиров.

К заключению о практической безрудности массивов, сложенных биотитовыми и двуслюдяными гранитами, и о сопряженности редкометалльного оруденения во времени с магматической ассоциацией, характеризующейся преобладанием кислых порфиров, приходит в последние годы все больше исследователей. Среди них заслуживают быть особо отмеченными Л.Н. Индолев и В.С. Попов, проанализировавшие, прежде чем сделать указанное заключение, обширный фактический материал по многочисленным рудным районам, включая якутские и чукотские [10, 18]. Неоднократно отстаивал данную точку зрения и автор [3, 8].

Комплексное прогнозно-минералогическое картирование оловоносной территории

Главным методом изучения пространственных закономерностей в топоминералогии служит минералогическое картирование. Его целенаправленное становление, сопровождаемое сотнями публикаций, началось по существу в последнее десятилетие, хотя первые опыты, выполненные Я.Д. Готманом, Н.В. Петровской, С.Д. Туровским, известны уже 30-50 лет.

Масштаб, приемы, элементы минералогического картирования определяются конкретными условиями и целями его проведения. Предлагаемое нами комплексное прогнозно-минералогическое картирование имеет своей целью оценку перспектив промышленной рудоносности месторождений, а также районов и узлов, в которых они расположены. В общей подобной оценке целесообразно различать:

- оценку возможности выявления новых рудных запасов (в том числе в нетрадиционных для данного объекта типах оруденения);
- оценку перспектив распространения промышленной рудоносности на глубину и на фланги;
- оценку масштабов оруденения конкретных участков.

Для достижения указанной цели в рамках данного вида минералогического картирования предусматривается решение следующего круга задач:

- изучение пространственных взаимосвязей продуктивного парагенезиса со всеми другими;
- установление рудной зональности и ее особенностей (вида, направленности, схемы построения, ширины и порядка смены зон и т.п.);
- исследование околорудных ореолов (их размера, интенсивности, строения и т.п.);
- выявление мест повышенной концентрации продуктивного парагенезиса и возможных факторов рудоконтроля;
- определение морфологической изменчивости оруденения (устойчивости рудных контуров, закономерностей изменения формы рудных тел и их скоплений, характера склонения, темпа изменения удельной рудоносности, наличия ритмичности, этажности и т.п.).

Подобное многообразие задач как раз и диктует необходимость комплексирования при их решении различных масштабов, направлений и элементов минералогического картирования. Важнейшее значение при этом имеют:

- картирование территории района (узла) на уровне парагенезисов;
- картирование месторождений и рудных тел на уровне парагенезисов;
- картирование месторождений и рудных тел на уровне минеральных генераций и их типоморфных признаков.

В наиболее полном и законченном виде комплексное прогнозно-минералогическое картирование было осуществлено нами в Певекском оловорудном узле, на материалах которого мы и хотим рассмотреть данный вид топоминералогических исследований.

Певекский узел (Чукотка), плодотворно изучавшийся Г.Л. Вазбуцким, Б.Н. Ерофеевым, В.Г. Зориным, С.Ф. Луговым, Б.В. Макеевым, Д.И. Овчинниковым, М.И. Рохлиным, Б.Л.Флеровым, В.М. Хребтовым и другими, сложен песчано-глинистой толщей нижнего мела, которая прорвана тремя массивами монцогранодиоритов (рис.3) и различными дайками. Промышленное оруденение узла, принадлежащее к касситерит-силикатно-сульфидной формации, сосредоточено в нескольких месторождениях. Каждое из них представлено многочисленными крутопадающими жилами небольшой (100-200 м) протяженности, залегающими в эндоконтактной зоне Певекского массива (рис. 3). Все месторождения разведаны на глубину 150-200 м. Более глубокие горизонты (ниже -100 м) к началу наших работ практически не разведывались, поскольку считалось, что оруденение генетически связано с массивом, локализовано в его прикровельной части, и поэтому глубокие горизонты безрудны.

В Певекском узле установлен весь набор гидротермальных парагенезисов, известных для оловоносных территорий Северо-Востока, и значительное число магматических. Их возрастные соотношения показаны на рис. 1. Судя по ним, оловянное оруденение узла не может иметь непосредственную связь с массивами, поскольку основные рудообразующие парагенезисы (турмалиновый, касситерит-кварцевый и сульфидный) отделены от монцогранодиоритов и их конечных дифференциатов (кварц-полевошпатовых жил) самостоятельными группами интрузивных пород (гранит-порфирами и турмалиновыми гранитами). Вывод об отсутствии генетической связи оруденения с гранитоидными массивами заставляет усомниться в справедливости тезиса о прикровельном характере его распространения и снимает предубеждение перед развертыванием поисково-разведочных работ на глубоких горизонтах месторождений Певека.

Картирование территории узла на уровне парагенезисов было выполнено с помощью маршрутной съемки в масштабе 1:10 000. Оно привело нас к следующим крупным выводам, важным для прогнозно-оценочных целей.

Оказалось, что территория узла распадается на два структурно-металлогенетических блока: южный (Певекский) и северный (Пэекеней-Яирапаакский), характеризующихся отчетливыми топоминералогическими отличиями. В первом развиты преимущественно ранние парагенезисы (флюидалные порфиры, турмалиновый

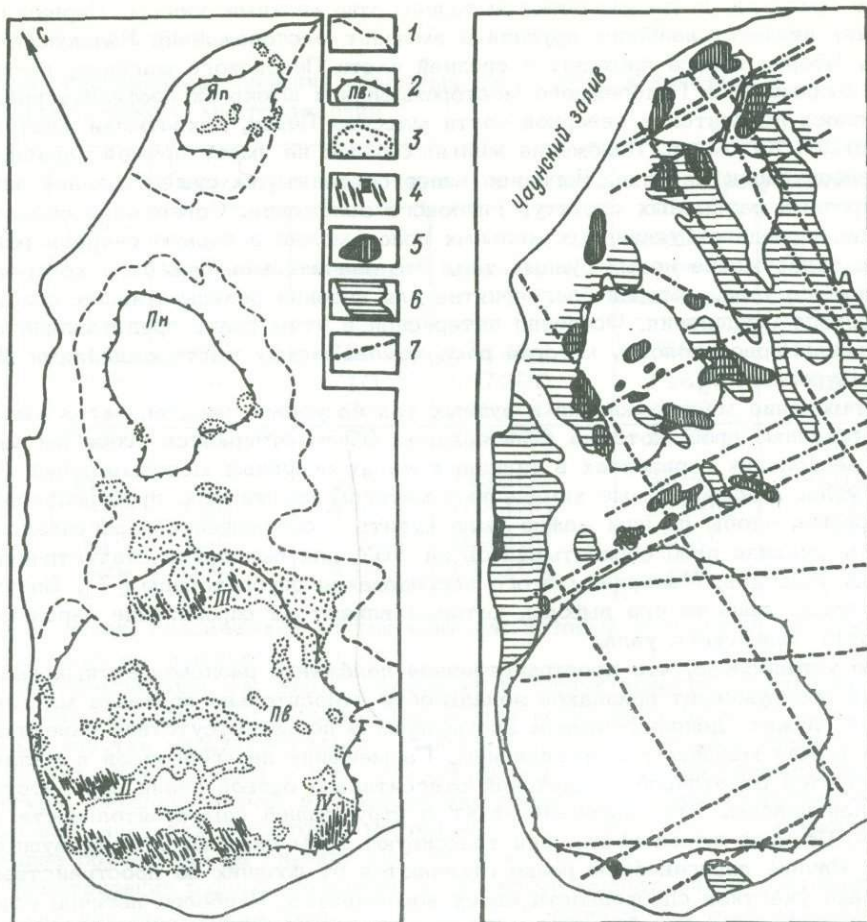


Рис. 3. Размещение максимумов турмалинового (3), касситерит-кварцевого (4) и сульфидного (5) парагенезисов в Певекском узле.

1 - рыхлые отложения; 2 - гранитоидные массивы (Пв - Певекский, Пн - Пээкнейский, Яп - Ярапаакский); 3 - турмалиновая минерализация; 4 - оловорудные жилы в месторождениях (I - Валькумей, II - Прибрежное-Геофизическое, III - Сельмой Километр, IV - Двурогое); 5 - участки интенсивной сульфидизации; 6 - магнитные аномалии ($\Delta Z > 100 \gamma$); 7 - крупные разрывы по геофизическим данным. Составлено с использованием материалов В.В. Грушиной, Д.В. Михайловой, И.С. Раевской.

и касситерит-кварцевый парагенезисы), во втором - поздние (порфиры, лампрофиры, сульфидный парагенезис). Это отчетливо видно на рис. 3. Поведение северного блока в ранние, наиболее важные для формирования оловянной минерализации стадии рудного процесса, характеризовалось, следовательно, значительной пассивностью. Поэтому надежды на пополнение запасов олова нужно связывать прежде всего с южным блоком и именно на его площади следует сконцентрировать поисково-разведочные работы.

Другой существенной топоминералогической закономерностью узла оказалась группировка оловоносных жил в своеобразные жилные полосы близширотного направления, внутри которых сами жилы занимают поперечное к простиранию полос

положение (рис. 3). В южном блоке выделены три жильные полосы. Первая (самая южная) является наиболее крупной и вмещает месторождения Валькумей и Двурогое. Вторая полоса проходит в средней части Певекского массива, включая основные рудные тела Прибрежного месторождения и штокерк Геофизический. Третья полоса находится в северной части массива Певек, захватывая месторождение Седьмой Километр. Положение жильных полос не имеет прямой зависимости от конфигурации массива. Логичнее всего объяснять их существование влиянием широтных разрывных структур глубокого заложения. Совершенно очевидно, что именно в пределах указанных жильных полос можно в первую очередь рассчитывать на обнаружение новых рудных тел. Это значительно сужает и конкретизирует площадь узла, которая благоприятна для ведения результативных поисков промышленного оруденения. Особенно интересной в этом плане представлялась нам та часть Первой полосы, которая расположена между месторождениями Валькумей и Двурогим [6].

Картирование месторождений и рудных тел на уровне парагенезисов выполнялось с помощью проб, которые с интервалом 50 м отбирались способом заделки на нескольких горизонтах в типичных жилах основных месторождений Певекского узла. Анализируемые химическим методом компоненты проб подбирались таким образом, чтобы по ним можно было судить о соотношении парагенезисов. Результаты анализа проб обрабатывались на ЭВМ для выделения статистически однородных участков. Материалы этого исследования опубликованы [7]. Поэтому приведем здесь лишь те его выводы, которые влияют на определение перспектив рудоносности Певекского узла.

Было установлено, что пространственное положение разновозрастных парагенезисов не обнаруживает признаков зональности относительно контакта массива. Это может служить дополнительным аргументом в пользу отсутствия генетической связи между массивом и оруденением. Размещение парагенезисов в жилах характеризуется отчетливой симметрией относительно осевой линии соответствующей жильной полосы. Это свидетельствует о структурной самостоятельности жильных полос. По всей вероятности, они трассируют зоны скрытых долгоживущих разломов. Ранние парагенезисы резко отличаются от поздних по пространственной ориентировке участков однородности своих компонентов. Наиболее логично объяснить это можно опять-таки генетической независимостью исходных потоков гидротерм, породивших те и другие парагенезисы.

Картирование месторождений и рудных тел на уровне минерала производилось для выяснения пространственных особенностей распределения и концентрации касситерита, представляющего главную ценность руд Певекского узла. Основная генерация этого минерала сосредоточивает в себе подавляющую часть рудного олова. Поэтому исходным материалом в данном топоминералогическом исследовании, проведенном автором совместно с И.С. Бойковым, служили результаты рядового геологоразведочного опробования рудных жил на олово. При этом мы широко использовали методические приемы морфоструктурного анализа, близкого по своим целям и задачам.

Морфология касситеритового ареала исследовалась методом горизонтальных сечений на Первом и Втором участках Валькумейского месторождения. Форма, размеры и продуктивность сечений ареала были определены на всех разведочных горизонтах. Для этого на планах опробования масштаба 1:200 подсчитывалась продуктивность единичных площадок, в качестве которых были взяты ячейки координатной сетки 10x10 см. Величина продуктивности (во всех случаях по олову) определялась суммированием значений метропроцентов по всем опробованным сечениям рудных тел, расположенных в каждой ячейке. Поскольку все рудные тела опробованы с одинаковым интервалом между сечениями, сопоставление продуктивности отдельных ячеек, а следовательно, и горизонтальных сечений ареала является правомерным. Продуктивность последних вычислялась как сумма продуктивно-

Таблица 1

Пространственная эволюция объемных фигур рудных участков Валькумейского месторождения

Участок	Горизонт	Параметры горизонтальных сечений			Продуктивность	
		длина, м	ширина, м	площадь, м ²	общая (метропроценты)	удельная (метропроценты/м ²)
Первый	+110	1060	320	171200	2598	0,0151
	+60	850	710	187200	1460	0,0078
	+10	1140	660	275200	2933	0,0107
	-50	900	670	210000	2257	0,0107
Второй	+110	880	510	243600	3980	0,0163
	+60	860	480	194400	2390	0,0123
	+10	1100	420	252800	2340	0,0093
	-50	600	440	137200	732	0,0053

стей всех ячеек, оказавшихся внутри контура, который проводился по изолинии метропроцента со значением 1,0.

Пространственная эволюция морфологии и продуктивности касситеритового ареала Первого и Второго участков Валькумея показана в табл. 1. Хотя рассматриваемые участки характеризуются в данном аспекте заметными различиями, общим для них служит вывод о том, что сокращение с глубиной параметров объемной фигуры, ограничивающей в пространстве область развития касситеритовой минерализации, является достаточно постепенным, позволяя экстраполировать промышленное оруденение на глубину еще не менее 150 м.

Геометризация рудных скоплений в плоскости многих жил и соответствующие географические построения, выполненные И.С. Бойковым при участии автора, показали, что гипсометрическое положение корневых частей жил Второго участка Валькумея весьма различно. Разница в их уровнях достигает 200–250 м (рис. 4). Еще более отчетливая картина несовпадения вертикального положения рудных жил наблюдается на Первом участке. На основании подобного ярусного размещения жил в главном месторождении Певекского узла можно уверенно прогнозировать обнаружение на глубине новых „слепых“ рудных тел.

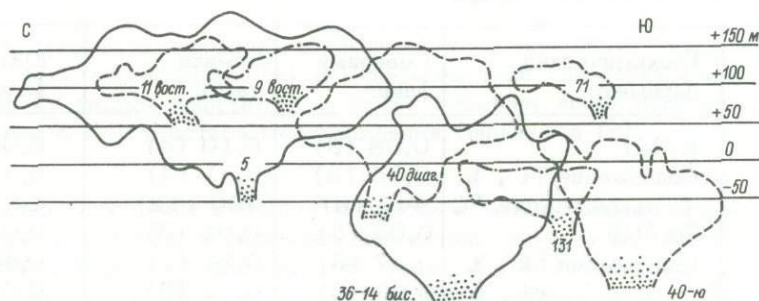
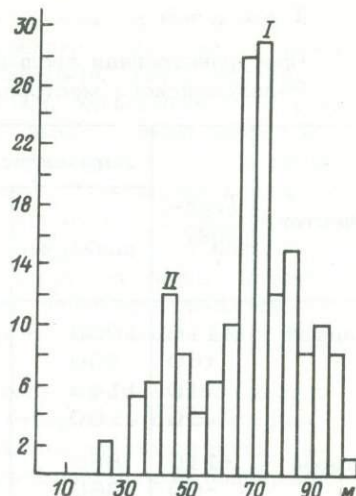


Рис. 4. Ярусность в расположении рудных тел внутри Второго участка Валькумейского месторождения.

Совмещенная проекция на вертикальную плоскость. Крапом показаны корневые части жил, цифрами — номера жил.

Рис. 5. Гистограмма расстояний между жилами Первого участка Валькумейского месторождения. Составил И.С. Бойков.

По оси абсцисс — расстояние между жилами, по оси ординат — количество замеров.



Не менее важным аспектом являлось исследование пространственной упорядоченности рудных тел в горизонтальной плоскости. Статистическими замерами установлено, что расстояние между крупными жилами Валькумейского месторождения составляет 70 м с небольшими отклонениями в обе стороны (рис. 5, максимум 1). Этот интервал („структурный шаг“) отличается большим постоянством. Явление равноудаленного размещения жил, отмечаемое во многих месторождениях мира, может с успехом использоваться для поисков новых рудных тел.

Картирование месторождений и рудных тел на уровне типоморфных признаков было осуществлено нами для трех минералов: турмалина, касситерита и арсенопирита. Первый из них является главным для турмалинового парагенезиса, второй — для касситерит-кварцевого, третий — для сульфидного. Каждый из этих минералов был представлен несколькими десятками проб, характеризующих основные месторождения узла в вертикальном и горизонтальном сечениях. Минералы анализировались на все основные типоморфные примеси. Кроме того, для касситерита и турмалина определялись температуры декрепитации, а для арсенопирита — величины термоэда.

В результате этих исследований было установлено, что изменение состава касситерита с глубиной происходит ритмически, а турмалина и арсенопирита — однонаправленно (рис. 6). Это свидетельствует о принципиальных различиях в схемах пространственной эволюции растворов турмалиновой и сульфидной стадий, с одной стороны, и разделяющей их во времени касситерит-кварцевой — с другой.

Т а б л и ц а 2

Характер изменения средних значений геохимических параметров турмалинов, касситеритов и арсенопиритов на горизонте —50 м Валькумейского месторождения

Минерал	Геохимический параметр	Северный фланг	Осевая часть	Южный фланг
Турмалин	K/Na	0,08 (3)	0,10 (4)	0,08 (5)
	Содержание Ti, %	0,35 (3)	0,51 (4)	0,42 (5)
	t декрепитации, °C	440 (6)	490 (12)	440 (8)
Касситерит	Ta/Nb	0,06 (3)	0,01 (3)	0,05 (15)
	Содержание Fe, %	0,27 (3)	0,21 (3)	0,44 (15)
	W, %	0,09 (3)	0,12 (3)	0,08 (15)
	Sc, %	0,0014 (3)	0,0029 (3)	0,0021 (5)
	t декрепитации, °C	330 (7)	355 (10)	345 (6)
Арсенопирит	Содержание Bi, %	0,08 (2)	0,05 (3)	0,09 (7)
	Ni, %	0,010 (2)	0,013 (3)	0,012 (7)

Примечание. В скобках указано число проб.

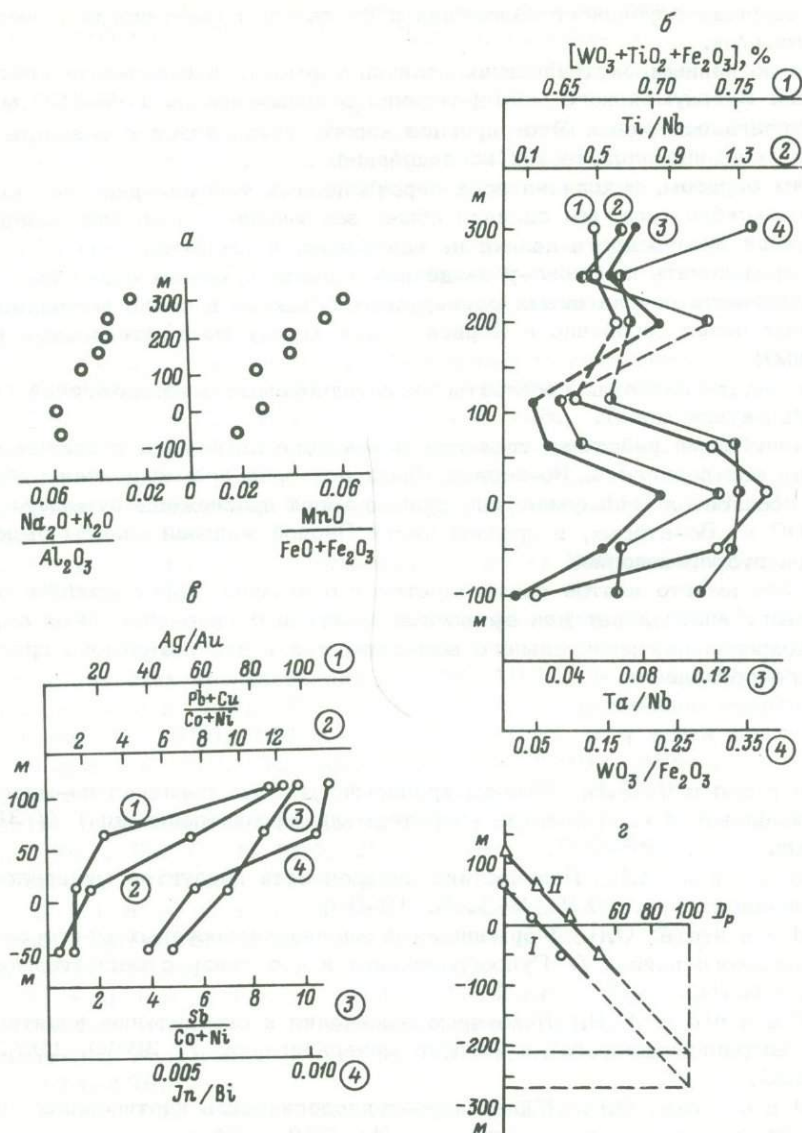


Рис. 6. Изменение с глубиной геохимических характеристик турмалина (а), касситерита (б) и арсенопирита (в) в Певекском узле (по данным месторождений Валькумей и Седьмой Километр), а также термоэдс арсенопирита для Первого (I) и Второго (II) участков месторождения Валькумей (г).

Данный вывод находится в полном согласии с результатами, которые были получены иными способами, и укрепляет нас во мнении, что ведущие рудообразующие парагенезисы Певека не связаны единством магматогенного источника.

Как следует из табл. 2, в горизонтальном направлении в отличие от вертикального состав и свойства турмалинов, касситеритов и арсенопиритов меняются обычно по однотипной схеме: симметрично по отношению к осевой части соответствующей жильной полосы, не обнаруживая зависимости от положения контакта гранитоидного массива. Данный факт может служить дополнительным аргументом в пользу представлений о том, что жильные полосы трассируют скрытые долго-

живущие разрывы глубинного заложения и не связаны генетически с вмещающими их гранитоидами.

Судя по данным экстраполяции величин термоэда арсенопирита (рис. 6), нижняя граница Валькумейского месторождения расположена на 150–200 м ниже, чем предполагалось ранее. Этот прогноз хорошо согласуется с результатами других наших топоминералогических исследований.

Таким образом, исходя из всех перечисленных топоминералогических особенностей Певекского узла, мы сделали общее заключение о том, что резервы его промышленной рудоносности далеко не исчерпаны, и рекомендовали [6]:

- сосредоточить поисково-разведочные работы в южном блоке узла;
- произвести поиски новых оловорудных объектов в слабо исследованных частях жильных полос (особенно в Первой полосе между месторождениями Валькумей и Двурогим);

- разведать глубокие горизонты эксплуатируемых месторождений (в первую очередь Валькумейского).

Последующими работами геологов Певекского комбината основные наши рекомендации подтвердились. Во-первых, была доказана промышленная рудоносность глубоких горизонтов Валькумея, где рудные жилы прослежены бурением до горизонта –300 м. Во-вторых, в средней части Первой жильной полосы было обнаружено новое рудопроявление.

Все это вместе взятое свидетельствует о высокой эффективности топоминералогического анализа как для выявления пространственно-временных закономерностей распределения минерального вещества, так и для локального прогноза промышленного оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. Б р о д и н Б.В. Основы крупномасштабных регионально-минералогических исследований (при анализе гидротермальной минерализации) // ЗВМО. 1976. Вып. 5. С. 588–597.
2. Ж а б и н А.Г. Диагностика синхронности продуктов минералообразования // Минерал. журн. 1979. № 1. С. 42–56.
3. И в а н о в О.П. Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района // Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969. С. 67–70.
4. И в а н о в О.П. Некоторые замечания к определению понятий „парагенезис“, „генерация минерала“ и „стадия минерализации“ // ЗВМО. 1972. Вып. 5. С. 329–335.
5. И в а н о в О.П. Минералого-технологическое картирование оловорудных месторождений в процессе разведки. М., 1984. 34 с.
6. И в а н о в О.П., Б о й к о в И.С., Е ф р е м е н к о Л.Я. и др. Перспективы промышленной оловоносности Певекского узла // Колыма, 1976. № 2. С. 44–47.
7. И в а н о в О.П., Е р м а к о в С.Ф., Е ф р е м е н к о Л.Я. и др. Исследование рудной зональности Певекского узла методами математической статистики // Геология и геофизика, 1975, № 7. С. 36–46.
8. И в а н о в О.П., Е ф р е м е н к о Э.А., Е ф р е м е н к о Л.Я. О полигенной природе касситерит-силикатно-сульфидных месторождений // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск, 1979. С. 71–90.
9. И з о х Э.П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока) // Геология и геофизика, 1962, № 8. С. 3–28.
10. И н д о л е в Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М., 1979. 189 с.

11. К о в а л е н к о В.И. Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов // ЗВМО. 1975. Вып. 6. С. 664-677.
12. К о м а р о в П.В., К о м а р о в а Г.Н. Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. М., 1986. 176 с.
13. Л а р и ч к и н В.А. Промышленные типы месторождений редких металлов (олова, вольфрама, молибдена). М., 1985. 175 с.
14. М а р а к у ш е в А.А. Проблема рудоносности гранитов // ГРМ. 1984. № 5. С. 3-15.
15. М и р л и н Г.А. Минеральные ресурсы на рубеже XX и XXI столетий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 3-24.
16. Н е к р а с о в И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. М., 1984. 238 с.
17. П е т р о в с к а я Н.В. Полигенные рудные месторождения и их признаки // Эндогенное рудообразование. М., 1985. С. 167-178.
18. П о п о в В.С., Б е л е в и т и н В.В., С е м и н а В.А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. М., 1981. 212 с.
19. С м и р н о в С.С., Д у б о в и к М.М., Е п и ф а н о в П.П. и др. Минералогический очерк Яно-Альчанского района // Тр. ИГН АН СССР. 1941. Вып. 46. С. 1-62.
20. Ф е р с м а н А.Е. Геохимия России // Избранные труды. М., 1953. Т. 2. С. 9-210.
21. Х е р а с к о в Н.П. Тектоника и формации. М., 1967. 404 с.
22. Щ е г л о в А.Д. О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях // ГРМ. 1960. № 4. С. 31-40.
23. Щ е г л о в А.Д., Г о в о р о в И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., 1985. 324 с.
24. Ю ш к и н Н.П. Топоминералогия. М., 1982. 288 с.
25. В а u m a n n L. Zur Frage der varistischen und post-varistischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge // Freib. Forsch. 1967. Bd C, N 209. S. 15-36.
26. B u r t D.M., S h e r i d a n M.F., B i k u n J.V., C h r i s t i a n s e n E.H. Topaz rhyolites - distribution, origin and significance for exploration // Econ. Geol. 1982. V. 77, N 8. P. 1818-1836.
27. E a d i n g t o n P.J. Nashar Beryl. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England batholith, Australia // Contr. Miner. and Petrol. 1978. Vol. 67, N 4. P. 433-438.
28. P e i t h n e r Z. Über ein Zinnerzgebiet bei Gottesgab im böhmischen Erzgebirge // Montan-Rundschau. 1963. Bd 11, N 8. S. 173-177.
29. S c h n e i d e r-S c h e r b i n a A. Über metallogenetische Epochen Boliviens und hybriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation // Geol. Jahrb. (BRD). 1964. Bd 81. S. 157-170.
30. W o l f M. Zur Metallogenie und Lagerstättenhöflichkeit der Cordillera de Potosi in Bolivien // Freib. Forsch. 1975. Bd C, N 294. S. 1-237.

ИНДИКАТОРЫ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ —
ОТРАЖЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ АНОМАЛЬНОСТИ

Большую роль в обосновании методов прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых занимают минералого-геохимические методы, представленные системой критериев, признаков и индикаторов рудоносности, в том числе оценки масштаба оруденения.

Практически все предложенные в различные годы минералого-геохимические методы поиска и оценок — эмпирические. Область их применения в зависимости от ранга подмеченной закономерности исчерпывается объектом испытания — рудным полем, провинцией, рудной формацией.

Представляется, что все многообразие поисковых и оценочных признаков, индикаторов и критериев рудоносности может быть теоретически предсказано для любых минералого-геохимических систем, т.е. для месторождений любой формационной принадлежности и любого минерального типа, в том числе и создания аппарата оценки масштаба оруденения в недрах на ранних стадиях исследования. Во вполне законченном виде система поисковых признаков и индикаторов рудоносности и оценки масштабности может быть создана на основании теории рудогенеза, которая бы описывала все типы и виды минералого-геохимических систем.

Теория рудогенеза — по сути частный (геологический) случай теории формирования и распознавания аномалий. Причем вещественные аномалии, которыми являются месторождения полезных ископаемых в большинстве случаев, есть отражение (результат) аномалий физических полей, иначе месторождения — „окаменевший” результат суперпозиции физических полей.

Следует сказать, чтобы не останавливаться на анализе истории исследования данной проблемы, что автор основывался на методических разработках, рассматривающих месторождения как геохимические (В.В. Аристов, А.Л. Ляхов; Л.В. Таунсон и др.), минералогические (Б.В. Чесноков, Н.П. Юшкин), топоминералогические [5] поля и аномалии, одним из причинных условий формирования которых является энергетическое обеспечение (Е.М. Квятковский, Н.И. Сафронов и др., В.И. Смирнов). Анализу этих аспектов была посвящена специальная работа [10].

Автор также считает своим долгом отметить, что концепция данной работы сложилась под влиянием научных исследований Викт. Л. Барсукова, В.С. Голубева, Д.П. Григорьева, Н.З. Евзиковой, А.Г. Жабина, П.Ф. Иванкина, А.С. Лапухова, Ф.А. Летникова, В.А. Нарсеева, Н.В. Петровской, Г.Л. Поспелова, А.А. Пэка, Д.В. Рундквиста, В.И. Смирнова, Н.И. Сафронова, Ю.Г. Сафонова, И.Н. Томсона, В.Н. Труфанова, М.А. Фаворской, Ю.Г. Шербакова, Н.П. Юшкина.

Рассматривая закономерности формирования месторождений полезных ископаемых, большинство исследователей акцентирует внимание на факторах контроля оруденения (структурного, литологического), определяемого их влиянием (барьерной функцией) на рудоформирующие флюиды [16]. Гораздо реже формируются механизмы рудогенеза, приводящие к формированию вещественных аномалий (месторождений полезных ископаемых) и притом крупных. Наиболее важными представляются следующие выводы.

1. „Механизм термостатирования“ (экзо- и эндостатированные системы), приводящий к длительному сохранению в рудной системе условий, благоприятных для формирования определенного комплекса (в том числе „рудных“) минералов [7].

2. „Подвижный геохимический барьер“, результатом длительного функционирования которого являются рудоносные концентрации в растворах, а также формирование крупных месторождений [2], что явилось результатом развития идеи о „флюидных динамических системах“, обладающих элементами саморазвития и саморегуляции [15], т.е. диссипации.

3. Вывод Е.П. Малиновского о „структурной открытости-закрытости системы“, как „совокупности структурных факторов, определяющих относительный темп приведения главных параметров рудообразующего флюида к равным со средой для данного уровня глубинности“ [1]. Это положение, по-моему, является синтезом идей „термостатирования“ и давно развиваемых положений о влиянии тектонического режима на рудообразование.

Все эти выводы говорят о наличии „необходимых условий“ („достаточными условиями“ являются рудолокализирующие факторы), заключающихся в том, что для формирования крупной минералого-геохимической аномалии необходимо, чтобы в течение определенного времени, достаточного для формирования „ n “ весовых единиц минерала „А“ (минерала элемента „а“) со средним удельным содержанием „С“, при которых аномалия может рассматриваться как месторождение полезного ископаемого, сохранялось динамическое равновесие, обуславливающее кристаллизацию определенного („рудного“) минерала „А“ или парагенезиса минералов, в который входит минерал „А“. Динамика равновесия заключается в постоянном формировании в результате подтока вещества, энергии и миграции фронта кристаллизации в связи с заполнением или замещением его „рудой“.

Важным звеном в развитии теории рудогенеза является обоснование положения о „рудных системах“, рассматривавшихся вначале как „рудно-магматические системы“ (П.Ф. Иванкин; Г.М. Власов; R.H. Sillitoe и др.), а затем как „гидротермальные рудообразующие системы“ (Г.Л. Поспелов), „магматогенные гидротермальные системы“ (А.С. Калинин и др.), „флюидно-динамические системы“ (Г.Л. Поспелов, А.С. Лапухов), „гидротермальные системы“ (В.Д. Пампура и др.), „палеогидротермальные системы“ (Б.В. Чесноков, Н.П. Юшкин, В.И. Силаев), а также близкое к ним понятие о „геолого-структурных рудоносных блоках“ (Г.Ю. Григорчук), „рудоконцентрирующих блоках“ (кластерах) (В.Д. Баскина и др.).

Разработка методики поиска и оценки месторождений полезных ископаемых может быть выполнена двумя путями. Первый путь связан с установлением и констатацией эмпирических закономерностей. Этот путь вполне надежен и в конце концов для каждого формационного и даже минерального типа месторождений эти закономерности будут установлены. Именно таким путем развивается сейчас данное направление. Второй путь связан с построением теории рудогенеза, в которой методики поиска и оценки месторождений будут следствиями. Поскольку теория не возникнет сразу, хотя имеющийся материал располагает к положительному решению, то одним из шагов на втором пути является решение логической задачи, которую можно сформулировать вопросом: „как выражается интенсивное аномальное минералого-геохимическое поле?“.

Очевидно, что минералого-геохимическим аномалиям присущи и аномальные конституционные параметры, а следовательно, и аномальные свойства. Это положение определяет методологию геофизических и геохимических поисков месторождений полезных ископаемых, а также направление минералогических методов поиска и оценки месторождений.

Рассматривая месторождения полезных ископаемых как реализованную энергию рудообразующего процесса [17], мы пришли к выводу [9], что наиболее отчетлива связь между интенсивными и экстенсивными параметрами объекта со степенью аномальности минерализации, представляющей интегративную характеристику. Эту связь можно охарактеризовать как значимую положительную корреляци-

онную зависимость, приближающуюся к функциональной в зависимости от рудолокализующих свойств субстрата („достаточных факторов“).

Нахождение способов выражения этой корреляционной или функциональной связи и является сущностью методики прогнозирования и оценки месторождений. При этом наиболее сложной задачей является оценка масштабности объекта в недрах на ранних стадиях исследования.

Концепцию оценки масштабности объектов можно выразить в виде следующих формул:

$$M \sim f(E), \quad (1)$$

где M – масштаб объекта; E – энергия рудообразующего процесса;

$$A \sim f(E), \quad (2)$$

где A – аномальность объекта.

Если (1) и (2) справедливы, то

$$A \sim f(M). \quad (3)$$

Общую аномальность можно представить как

$$A = A_1 + A_2 + A_3 + A_4, \quad (4)$$

где A_1 – аномальность, выраженная количеством минеральных видов в системе; A_2 – аномальность состава континуума минералов системы; A_3 – дефектность структуры континуума минералов системы; A_4 – аномальность, выраженная удельным содержанием минерала в системе.

Очевидно, что в зависимости от содержания компонентов, их соотношения, физико-химических и особенно термодинамических условий соотношение способов выражения „общей аномальности“ может изменяться в широких пределах:

$$A = A_1x + A_2y + A_3z + A_4v, \quad (5)$$

где $x + y + z + v = 1$.

В представленном виде, как нетрудно заметить, „минералогическая аномальность“ есть выражение „количества информации“, содержащейся в минерале на всех его структурно-вещественных уровнях, и, следовательно, к ней применимы все методики типоморфического и генетикоинформационного анализа [18].

Рассмотрим более подробно из чего складывается „общая аномальность“. Аномальность, выраженная количеством минеральных видов в системе. Расчет данного вида аномальности не представляет особых трудностей, они скорее квалификационного и технического порядка. Количество минеральных видов нормируется по величине среднего количества для данного вида систем. Некоторые сложности могут быть вызваны неопределенностью решения вопроса: „изоморфные примеси или микровключения?“, однако в данном случае они не окажут влияния на оценку „общей аномальности“, так как $(A_1 + A_2)$ будет величиной постоянной в конкретном расчете.

Следует отметить, что этот показатель ранее рассматривался целым рядом исследователей как показатель масштабности процесса минералообразования и формулировался как „многостадийность минерализации“ для золоторудных месторождений (Н.В. Петровская, Н.К. Кудайбергенова и др.), вольфрамовых (В.С. Кудрин и др.), молибденовых (В.Т. Покалов, В.Г. Орлов) и других типов месторождений. Н.В. Петровской [13] был сформулирован „принцип множественности“, заключающийся в том, что „чем полнее представлены в оцениваемых участках наборы одновременных минеральных ассоциаций, свойственных данной рудной формации, тем вероятнее крупные масштабы оруденения...“.

На основании изучения минеральных комплексов рудных формаций нами был сделан вывод об усложнении минеральных комплексов рудных месторождений [12], что часто выражается в появлении ряда специфических минералов-индикаторов низ-

кокларковых элементов (висмута, никеля, кобальта), отражающих масштабы мобилизации вещества [8].

Аномальность состава минералов. Данный вид аномальности может быть оценен в процентах к норме реакции [19] минерала. Для расчета предлагается использовать величину

$$A_2 = |\Delta R| \frac{1}{K}, \quad (6)$$

где R — разница в ионных радиусах между элементом в структуре минерала и элементом, его замещающим; K — кларк концентрации элемента в системе данного типа.

Ниже мы детально остановимся на способах вычисления данного вида аномальности, так как представляется, что именно ему в большинстве случаев принадлежит основной вклад в „общую аномальность“ и он может быть относительно просто рассчитан.

Аномальность, выраженная дефектностью структуры. В полиминеральных системах значение этого типа аномальности вряд ли будет иметь существенное значение, однако в мономинеральных и субмономинеральных системах значение его может быть заметным.

Структурная аномальность выражается в упорядоченности—разупорядоченности структуры, дефектности, определяемой различными физическими методами — рентгеновскими, люминесцентными и др.

В последние годы люминесцентные методы широко используются как индикаторы рудоносности для месторождений самого различного состава — борных, баритовых, лазуритовых и др. (Воробьев Е.И., Силаев В.И., Рокачук Т.А., Тарашан А.Н. и др.).

Аномальность содержания минерала в системе. Определяется как отношение удельного среднего содержания минерала (элемента) в системе к кларковому для данной системы, что в общем близко широко и успешно используемому в геохимии „кларку концентрации“. Это единственный интенсивный параметр в ряду $A_1 \div A_4$, причем на его величину в наибольшей степени влияют рудолокализирующие свойства субстрата. Вклад данной составляющей в „общую аномальность“ увеличивается от крупных объектов к мелким, отражая известную эмпирическую закономерность — „богатая руда—малые запасы“.

Аномальность состава как индикатор рудоносности. По-видимому, для большинства минералогеохимических систем аномальность состава является определяющей или существенной по вкладу в „общую аномальность“. Особенно значима ее роль для гидротермально—метасоматических месторождений.

Анализ многообразия предложенных в различные годы и для различного типа месторождений поисковых и оценочных критериев, индикаторов и признаков показывает, что в абсолютном большинстве они как раз и представляют именно „аномальность состава“ и гораздо реже аномальность „количества видов“. Это известные методики оценки объектов (по содержаниям Rb , Cs , Li в микроклине и слодах) — редкометалльных (А.И. Гинзбург, В.И. Кузьмин, Г.А. Сидоренко, В.В. Гордиенко и др.), золото—серебряных, оловянных (Г.М. Гундобин, Р.Г. Кравцова, Г.М. Мейтвув, Т.А. Иванова).

Несколько реже встречаются выводы о многостадийности минерализации как индикаторе масштабности. Изредка делается вывод, что количество минеральных видов является индикатором масштабности [13, 8, 6]. Это положение сформулировано так: чем интенсивнее процесс рудообразования и выше концентрация в рудоносном растворе полезных металлов, тем больше должна быть вероятность возникновения пар полиморфных модификаций того или иного промышленного ценного компонента [6]. Несложно видеть, что это лишь один из способов выражения „ A_2 “, причем не столь распространенный, так как полиморфизм присущ далеко не всем соединениям.

Индикаторность состава минералов заключается в индикации двух параметров – состава среды и энергоемкости (масштабности) процесса. Поэтому одни элементы и минералы выступают только в роли индикаторов „масштабности процесса“, например редкие щелочи, барий, таллий – в микроклине, слюдах; фтор и хлор – в слюдах и др. Другие же элементы выступают одновременно и как индикатор „масштабности процесса“, и как индикатор состава системы, например марганец – в амфиболах, пироксенах и слюдах некоторых месторождений марганца (Лонгбан, Чикла); барий – в цеолитах и амфиболах на месторождениях барита (Собское, Саурейское – Полярный Урал); олово – в гранате; литий – в пироксене и слюдах и т.д. Естественно, что более информативны индикаторы второго типа, являющиеся одновременно индикаторами масштабности процесса и состава системы, т.е. отражающими не только необходимые, но в определенной мере и достаточные условия формирования месторождений, а следовательно, могут выступать в качестве индикаторов масштабности оруденения.

Методика расчета аномальности состава минералов и ассоциаций. В начале статьи говорилось, что комплекс критериев и индикаторов рудоносности может быть теоретически выведен для любой системы. Покажем это на примере индикаторов рудоносности „типа A_2 “ – аномальности состава минералов.

Для минералов сложного состава

$$A_2 = \ln \sum_{i=1}^n \left| \Delta R_{i-j} \right| \frac{1}{K_j}, \quad (7)$$

где i – количество позиций элементов в кристаллохимической формуле; j – изоморфный элемент и его параметры.

При расчете аномальности ассоциации, а это и является конечной целью расчета, используем формулу, учитывающую удельное содержание минералов в системе:

$$A_2 = \ln \sum_{k=1}^n \left[\left(\sum_{i=1}^n \left| \Delta R_{i-j} \right| \frac{1}{K_j} \right) C_k \right], \quad (8)$$

где k – количество минералов в ассоциации; C_k – удельное содержание минерала в системе.

Пример 1. Расчет аномальности состава слюды (хендриксонита) необычного состава [20]. Кристаллохимическая формула слюды: $(K_{0.85}Na_{0.03})_{0.88}(Mg_{0.46}Zn_{1.44} \times Mn_{0.88}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.14}^{3+}Al_{0.04}Ti_{0.02})_{3.00}[(Al_{1.32}Si_{2.78})_{4.00}O_{10}][OH]_{2.08}F_{0.13}]_{2.21}$. Используя формулу (8), получаем $A_2 = 3.82(K \rightarrow Na) + 823(Mg \rightarrow Zn) + 71(Mg \rightarrow Mn) + 1.2(Mg \rightarrow Fe) + 0.04(Mg \rightarrow Al) + 0.06(Mg \rightarrow Ti) = \ln 900 = 6.80$ (для позиций А и В слюды типа флогопита).

Пример 2. Расчет аномальности состава высокопримесного сфалерита при его среднем содержании в руде 12.5%. Кристаллохимическая формула: $(Zn_{0.8516} \times Fe_{0.0949}Cd_{0.0287}Mn_{0.0248})S$. Согласно (8), для данного сфалерита $A_2 = 0.40_{(Zn \rightarrow Fe)} + 27663_{(Zn \rightarrow Cd)} + 2.5_{(Zn \rightarrow Mn)} = 27666$. Вклад сфалерита данного состава в аномальность „рудной“ ассоциации будет равен $\ln(27666 \cdot 0.125) = \ln 3458 = 8.15$.

Например, в данную ассоциацию входит галенит, среднее содержание его 7.2%, кристаллохимическая формула $(Pb_{0.9432}Bi_{0.0403}Ag_{0.0165})_{1.00}(S_{0.9876} \times Te_{0.0124})$. Для галенита $A_2 = 114_{(Pb \rightarrow Bi)} + 243_{(Pb \rightarrow Ag)} + 31742_{(S \rightarrow Te)} = 32099$. С учетом среднего содержания $A_2 = \ln(32099 \cdot 0.072) = \ln 2311 = 7.75$. Суммарная аномальность галенит-сфалеритовой руды равна $\ln 5769 = 8.66$. Данную величину можно использовать для сравнения с другими проявлениями и давать оценки перспективности.

„Общая аномальность“ системы определяет „мощность“ процесса рудогенеза, т.е. количество реализованной рудообразующей энергии в единице объема системы.

В общем случае наблюдается корреляция общей аномальности и масштаба объекта для гидротермально-метасоматических месторождений. Однако для конкретных случаев необходимо использовать более надежные методы оценки параметров объекта.

В этом аспекте представляется перспективным направление оценки параметров рудных тел или параметров объекта по градиентам. Методики расчета параметров рудных тел по градиентам предлагались Н.З. Евзиковой [3], использовавшей градиент кристалломорфологической изменчивости касситерита, М.А. Зубовым [4] – градиент мультипликативного коэффициента для оценки запасов тантала, В.И. Красниковым – градиент термоэдс сульфидов для оценки параметров рудных тел [11].

Выводы

1. Минералогическую аномальность следует рассматривать как показатель масштабности процессов минералообразования.

2. Параметры рудной системы могут быть рассчитаны по градиентам любого конституционного (или выражающегося через определенное свойство) для данной системы параметра – состава ассоциации; состава, структуры, свойств минералов или значений физиологических, морфологических величин, их выражающих.

Следствие: крупные геологические, в том числе минералогенетические, системы характеризуются низкими градиентами конституционных (для данной системы) параметрами.

3. Минералогическая аномальность представляет „количество информации“, содержащейся в минералах на всех его структурно-вещественных уровнях. Поэтому теоретической основой для разработки аппарата критериев и индикаторов рудоносности является типоморфический и генетикоинформационный анализы.

4. Система критериев и индикаторов рудоносности может быть выведена для любой минерало-геохимической системы, т.е. для месторождений любого минерального типа.

Л и т е р а т у р а

1. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования / Ю.Г. Сафонов, А.А. Пэк, Л.И. Лукин, Е.П. Малиновский. М., 1982. 221 с.

2. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Динамика минералообразования – методы и задачи исследований, интерпретация результатов // Динамические модели физической геохимии. Новосибирск, 1981.

3. Евзикова Н.З. Оценка гидротермальных проявлений олова и золота кристалломорфологическим методом // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 90–109.

4. Зубов М.А. Геохимические параметры редкометалльного пегматитового оруденения и их использование при прогнозировании, поисках и оценке месторождений // Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценок. М., 1983. С. 54–72.

5. Калиновский А.В., Игнатов М.И. Резкометалльные топоминералогические системы развития щелочных метасоматитов // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 5–17.

6. Кантор М.З. Обнаружение пар полиморфных модификаций экономически ценных минералов как вероятный критерий оценки масштаба месторождений // ДАН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1161–1165.

7. Летников Ф.А., Нарсеев В.А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, 1971. С. 38–43.

8. Л и т о ш к о Д.Н. Минералы висмута, кобальта и никеля как индикаторы масштабности оруденения // Использование минералогических методов исследования при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1981. Т. 1. С. 66-67.

9. Л и т о ш к о Д.Н. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным // Теоретические и прикладные исследования в минералогии. Сыктывкар, 1985. С. 137-138.

10. Л и т о ш к о Д.Н. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным // Теория минералогии. Л., 1988.

11. М е т о д и ч е с к и е р е к о м е н д а ц и и по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений / В.И. Красников, В.А. Фаворов, В.А. Суматохин и др. Л., 1983. 91 с.

12. О с т а ш е н к о Б.А., Л и т о ш к о Д.Н., К а л и н о в - с к и й А.В. Поисковое значение минеральных комплексов рудных формаций // Новые минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сыктывкар, 1982. С. 71-90.

13. П е т р о в с к а я Н.В. Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений гидротермального генезиса // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., 1981. С. 26-38.

14. П о с п е л о в Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геол. и геофиз. 1962. № 11.

15. П о с п е л о в Г.Л., Л а п у х о в А.С. Строение и развитие рудообразующих флюидных систем и метасоматических месторождений с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля) // Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, 1970.

16. П р о б л е м ы образования рудных столбов: Материалы симпозиума, состоявшегося 8-12 декабря 1969 г. Новосибирск, 1970.

17. С м и р н о в В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геол. рудн. месторожд. 1981. № 1. С. 5-17.

18. Ю ш к и н Н.П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 219 с.

19. Ю ш к и н Н.П. Проблема типоморфизма минералов // ЗВМО, 1972. Ч. 101, вып. 2. С. 225-236.

20. P a l a s h e C. The minerals of Franklin and Sterling Hill Sussex County, New Jersey // Geol. Surv. Prof. Pap. 1937. Vol. 180. P. 16-43.

Н.М. Митряева, В.Г. Ли,
Х.А. Беспаяев, Г.Б. Паталаха,
З.А. Козловская, О.А. Ковриго,
М.Г. Лухтанова, Г.Д. Ганженко

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТАХ

Одним из основных элементов минералогического картирования месторождений являются парагенетические минеральные ассоциации. Авторами на примере месторождений колчеданного ряда и свинцово-цинковых предпринята попытка показать возможность их использования при поисково-оценочных работах. Именно эти рудные объекты занимают ведущее место среди многочисленных и разнообразных месторождений, известных на территории Казахстана.

Главнейшими колчеданоносными провинциями республики являются Мугоджары, Центральный Казахстан и Рудный Алтай. Соответственно выделяются и три типа месторождений: мугоджарский, центральноказахстанский и рудноалтайский. Общим для всех них являются: приуроченность к орто- и медиогеосинклинальным структурно-формационным зонам; базальтоидный профиль рудовмещающих вулканитов и комагматичных с ними интрузивных образований габбро-гранодиорит-плаггио-гранитовой формации; близкая последовательность стадий минералообразования, а следовательно, и проявления соответствующих парагенетических минеральных ассоциаций (табл. 1).

Месторождения мугоджарского типа пространственно и парагенетически связаны с вулканитами силура-девона, последовательно дифференцированными, с преобладанием основных разностей, с натровой щелочностью. Руды эпигенетические медноколчеданные и колчеданно-медно-цинковые. Свинца в них очень мало, элементов-примесей также мало (как по их разнообразию, так и по содержанию). Это кобальт в пирите, кадмий, германий и галлий в сфалерите; присутствуют в небольшом количестве висмут и молибден. Зональность выражена нечетко, но в целом типична для колчеданных месторождений: сверху вниз сменяются зоны сфалеритовая, сфалерит-халькопиритовая, пиритовая и кварц-пиритовая. Околорудные изменения проявлены в основном в лежащем боку рудных тел.

Месторождения центральноказахстанского типа находятся в пределах каледонид Чингиз-Тарбагатай. Рудовмещающие породы - вулканиты средне-основного состава и кремнистые породы типа яшм, фтанитов. Руды колчеданно-медно-цинковые с повышенной золото- и сереброносностью, с высоким содержанием барита. На месторождениях известно как син-, так и эпигенетичное оруденение. Главные минеральные ассоциации руд показаны в табл. 1. Сингенетичные руды пиритовые, интенсивно динамометаморфизованы. Эпигенетичные руды сформировались позже и в несколько стадий. Кроме основных компонентов (Cu, Zn и Pb) они содержат большой перечень элементов-примесей: золото, серебро, висмут, германий, индий, олово. Известны самостоятельные минералы этих элементов (аргиродит, германит, реньерит, рокезит, станнин, станноидит, моусонит и др.).

К алтайскому типу отнесены колчеданно-полиметаллические месторождения на Рудном Алтае. Оруденение приурочено к базальт-липаритовой

Т а б л и ц а 1

Месторождения колчеданного ряда

	Мугоджарский тип	Центральноказахстанский
	эпигенетическое оруденение	сингенетическое оруденение
Промышленные сорта руд	Медные, медно-цинковые	Серноколчеданные
Текстуры руд	Массивные, пятнистые, полосчатые, порфиroidные, брекчиевидные	Слоистые, сплошные
Парагенетические минеральные ассоциации (ведущие)	Пиритовая, сфалерит-халькопиритовая, сфалеритовая, кварц-марказитовая	Пиритовая, кварц-пиритовая
Типоморфные минералы	Марказит, пирит (по генерациям) пирротин	Пирит тонкозернистый, метакolloидный
Элементы-примеси	Pb, Co ; мало Ga, Ge, Cd, As, Bi	
Сопутствующее оруденение		
Зональность рудных залежей	Нечетко выражена, вертикальная (зоны сверху вниз): сфалеритовая, сфалерит-халькопиритовая, пиритовая и кварц-пиритовая	Отсутствует
Динамометаморфизм	Слабый, локальный	Сильный
Контактовый метаморфизм	По З.Н. Павловой и др., отсутствует; по М.Б. Бородавской и др., отчетливо проявлен	
Доля участия в общих запасах металлов	Основная масса	
Примеры	„50 лет Октября“, Приорское и др.	Майкаин

тип	Алтайский тип	
эпигенетическое оруденение	сингенетическое оруденение	эпигенетическое оруденение
Колчеданно-барит-полиметаллические, барит-полиметаллические, баритовые	Полиметаллические, свинцово-цинковые, медные, золотосодержащие	
Полосчатые, массивные, брекчиевые	Слоистые, обломковидные	Массивные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, брекчиевидные
Пирит-халькопиритовая, галенит-халькопирит-сфалерит-баритовая, барит-борнит-халькозин-теннантитовая	Доломит-галенит-сфалеритовая, пиритовая	Корундофиллит-кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-халькопиритовая, галенит-сфалерит-кварц-баритовая
Медно-серебряные сульфиды и сульфосоли, минералы олова, германия, индия; теллуриды свинца, висмута	Глобулярные пирит, пылевидная вкрапленность сфалерита, галенита	Барит, блеклая руда, теллуриды свинца, серебра; золото
Te, Se, Cd, Ge, As, Bi, In, Ga, Au, Ag, Hg	Cd, Ag; мало Se, Te	Cd, Se, Te, As, Bi, Au, Ag, Sb
Золото-серебро-теллуридное		Золото-серебряное
Вертикальная (зоны сверху вниз): барит-галенит-сфалерит-халькопиритовая, галенит-сфалерит-халькопиритовая с пиритом, халькопирит-пиритовая, пиритовая	Отсутствует	Вертикальная (зоны сверху вниз): барит-галенит-сфалеритовая с халькопиритом, галенит-сфалерит-халькопиритовая, халькопирит-сфалеритовая, пирит-халькопиритовая, пиритовая
Слабый, участками заметный	От слабого (Риддер-Сокольное) до сильного (Тишинское, месторождения Прииртышья)	
	Слабый или отсутствует (Риддер-Сокольное) до сильного (Стрежанское)	
Основная масса	Незначительная	Основная масса
	Риддер-Сокольное (2-я Риддерская залежь) и др.	Риддер-Сокольное, Тишинское, Зыряновское и др.
Сувенир, Акбастау, Космурун		

формации с переменным соотношением натрия и калия, с преобладанием кислых вулканитов. На месторождениях развиты колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-медно-цинковые, колчеданно-полиметаллические, свинцово-цинковые и барит-свинцово-цинковые руды. На многих объектах известно син- и эпигенетичное оруденение (табл. 1). Для сингенетичных руд характерны слоистые текстуры и метакolloидное строение сульфидных агрегатов. Руды бедны примесями (кадмий, селен; очень мало селена и теллура). Доля таких руд в общих запасах металлов незначительна. Основная масса руд эпигенетична по отношению к вмещающим породам. Из элементов-примесей установлены теллур, селен, висмут, золото, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть и кадмий. Как показали минералого-геохимические исследования, почти все они образуют самостоятельные минералы, большая часть кадмия и селен находятся в виде изоморфной примеси. С внутрирудным и порудным метаморфизмом связаны структурно-текстурные преобразования руд: кактаклаз, смятие, перекристаллизация, развитие полосчатой, сланцеватой и брекчиевой текстур и т.п.

Зональность рудных залежей на месторождениях центральноказахстанского и рудноалтайского типов обычная — смена зон с глубиной: барит-галенит-сфалеритовая с халькопиритом, галенит-сфалерит-халькопиритовая, халькопирит-сфалеритовая, пирит-халькопиритовая, пиритовая. Месторождения обладают сходными чертами в распределении золота и серебра. Эти элементы отлагались в течение всего рудного процесса. Вмещающие гидротермально измененные породы характеризуются повышенным содержанием золота и серебра. Метасоматиты месторождений Центрального Казахстана и северо-восточной части Рудного Алтая богаче золотом и серебром по сравнению с метасоматитами Прииртышья. В рудах наблюдается увеличение концентрации золота и серебра от ранних парагенетических минеральных ассоциаций к поздним. Наименьшие концентрации благородных металлов отмечены в серноколчеданных рудах. Несколько выше они в медноколчеданных и максимальны в полиметаллических и барит-полиметаллических. В начальные стадии рудообразования золото ассоциирует с сульфидами (пиритом, халькопиритом), в средние — с сульфидами и сульфосолями (галенитом, блеклой рудой), в поздние — с сульфидами, сульфосолями (галенитом, блеклой рудой) и, что особенно характерно, золото и серебро выделяются в виде теллуридов.

Максимальное повышение содержания золота и серебра постоянно отмечается в рудных телах и залежах, располагающихся в узлах сопряжения разломов.

Основными районами распространения свинцово-цинковых месторождений являются Центральный Казахстан и Южный Казахстан. Подавляющее большинство месторождений относится к числу стратиформных и находится в парагеосинклинальных структурно-формационных зонах, заложенных на континентальной коре и развивавшихся по типу рифтогенных структур.

Оруденение приурочено к кремнисто-карбонатным, карбонатным и терригенно-карбонатным породам, постоянно содержащим заметное количество углеродистого вещества. Наиболее значимые в промышленном отношении месторождения разделены на четыре типа: атасуйский, каратауский, текелийский, акжалский. Возраст рудовмещающих отложений для атасуйского, каратауского и акжалского типов — фамен-турне, для текелийского — верхи рифея, по одним данным, или ордовик — по другим.

Наиболее характерные представители атасуйского типа находятся в Успенской и Акбастауской тектонической зонах. В составе рудоносных толщ присутствуют вулканиты контрастно дифференцированной базальт-диабазитовой формации с высокой калийной щелочностью, рудовмещающие толщи имеют флишоподобное строение. В пределах единых рудных полей совмещены свинцово-цинковые и железомарганцевые руды. Среди руд свинца и цинка выделяют син- и эпигенетичные. Доля каждой разновидности в промышленных запасах изменяется от месторождения к месторождению.

Сингенетические руды — цинковые и свинцово-цинковые; слагающие их ассоциации показаны в табл. 2. Текстуры руд слоистые, конкреционно-слоистые, брекчиевые (подводного оползания и обрушения). Из элементов-примесей в рудах установлены мышьяк и таллий (в пирите), германий (в пирите и сфалерите), кадмий и ртуть (в сфалерите), серебро (в основном в галените).

Эпигенетические руды — цинково-свинцово-баритовые. Они обычно развиты в контурах сингенетического оруденения. Гидротермы не только приносили полезные компоненты, но и перерабатывали сингенетические руды, что нашло свое отражение в минеральных ассоциациях (табл. 2). Текстуры руд полосчатая (унаследованная), гнездово-вкрапленная, прожилковая, часто в комбинации со слоистой. На некоторых месторождениях развиты более поздние медно-баритовые руды с минералами никеля и кобальта, блеклой рудой и др. Элементы-примеси в эпигенетических рудах кадмий, германий, серебро, таллий, мышьяк, ртуть, но содержание их заметно выше, чем в сингенетических рудах, постоянно присутствует сурьма. Изменилась форма нахождения элементов: наряду с сорбцией и изоморфным вхождением в главные рудообразующие минералы серебра, ртути, германия появились и собственные минералы этих элементов. В строении рудных залежей отчетлива зональность: от центра к периферии последовательно сменяются зоны баритовая (кварц-баритовая с халькопиритом, пиритом) → сфалерит-галенит-баритовая → галенит-сфалеритовая → сфалерит-пиритовая → пиритовая.

Сингенетические руды слабо динамометаморфизованы, в эпигенетических динамометаморфизм проявлен локально; лишь в месторождениях, расположенных в мобильных зонах (Бестюбе), он заметный. Под воздействием пострудных интрузий в рудах образуются высокотемпературные минералы, возникают скарны и скарноиды, развиваются структуры распада твердых растворов, появляются минералы висмута, молибдена, теллура (Карагайлы и др.).

Месторождения каратауского типа расположены в хребте Каратау, в Южном Казахстане. Оруденение локализовано в карбонатных, преимущественно доломитовых, и кремнисто-карбонатных породах. Проявления активного вулканизма в рудовмещающих толщах неизвестны, за исключением маломощных слоев туффитов и небольшого количества туфтового материала в доломитах и кремнях. Руды свинцово-цинковые, в подавляющем большинстве с невысоким содержанием пирита и почти полным отсутствием меди. Выделяются син- и эпигенетические руды. На одних объектах (Шалкия, Талап) все запасы свинца и цинка приходятся на долю первых, на других (Ачисай, Байджансай, Аксоран) преобладают вторые, на некоторых месторождениях (Миргалимсай, по нашим данным) промышленно значимы те и другие.

В сингенетических рудах цинк преобладает над свинцом. Руды слагаются минералами одной-двух парагенетических ассоциаций (табл. 2), чрезвычайно просты по минеральному составу (из рудных — пирит, сфалерит, галенит) и очень бедны элементами-примесями. Это кадмий и германий в сфалеритах, серебро в галенитах. В отличие от сингенетических руд месторождений атасуйского типа не содержат ртути. Слабо проявленный динамометаморфизм привел к локальному смятию руд в складки, развитию текстур будинаж, линейности, образованию послонных срывов со скоплениями графитизированного углеродистого вещества, появлению маломощных кварц-карбонатных прожилков со сфалеритом и галенитом.

Эпигенетические руды обладают значительно более сложным минеральным составом. Кроме главных сульфидов — пирита, сфалерита и галенита — в них присутствуют минералы меди, серебра, сульфоантимониты свинца и др. Ведущая роль в рудах принадлежит двум минеральным ассоциациям (табл. 2). Текстуры руд массивные, полосчатые, кокардовые, брекчиевые.

Постоянными примесями руд месторождений каратауского типа являются серебро, кадмий, германий, а в отдельных случаях таллий. Содержание элементов-примесей в сингенетических рудах низкие, в эпигенетических они резко возрастают. Так, например, эпигенетическая руда Аксорана в восемь раз богаче серебром, чем сингенетическая руда этого месторождения.

Таблица 2

Свинцово-цинковые месторождения

	Атасульский тип		Каратауский тип	
	сингенетичное оруденение	эпигенетичное оруденение	сингенетичное оруденение	эпигенетичное оруденение
Промышленные руды	Цинковые, свинцово-цинковые	Свинцово-цинковые, цинково-свинцово-баритовые	Цинковые, свинцово-цинковые	Свинцово-цинковые, цинково-свинцово-баритовые
Текстуры руд	Слоистые, слоисто-вкрапленные, брекчиевые (подводного оползания и обрушения)	Прожилковые, часто в комбинации со слоистыми, полосчатые, кардовые, крустификационные	Слоистые, слоисто-вкрапленные, брекчиевые (подводного оползания и обрушения)	Полосчатые, массивные, кардовые, брекчиевые
Парагенетические минеральные ассоциации (ведущие)	Пиритовая, пирит-сфалеритовая, цинко-олигонитовая	Галенит-сфалерит-кварцевая, сфалерит-галенит-баритовая, халькопирит-кварц-баритовая	Пирит-галенит-сфалеритовая, барит-пирит-сфалерит-галенитовая	Галенит-сфалерит-кварц-карбонатная, галенит-сфалерит-пиритовая, галенит-сфалерит-баритовая
Типоморфные минералы	Пирит фрамбоидальный	Пирротин, сфалерит с эмульсией халькопирита, сульфосоли Pb, Cu, минералы Ni, Co	Пирит метакolloидный, пирит-псевдоморфозы по остаткам микроорганизмов	Сульфосоли Cu, Pb, Ag
Элементы-примеси	Мало Cd, Ag, Hg, Ge, Tl	Cd, Hg, Ag, As, Sb, Tl, Sr	Мало Cd, Ag	Cd, Ag, Ge, Sr, As, иногда Tl, Au
Сопутствующее оруденение	Железо-марганцевое	Медное		
Зональность рудных залежей	От центра к периферии залежей зоны: халькопирит-кварц-баритовая, сфалерит-галенит-баритовая, галенит-сфалеритовая, сфалерит-пиритовая, пиритовая		Проявлена на отдельных объектах, зоны: пирит-баритовая, сфалерит-галенит-баритовая, сфалерит-галенитовая	
Динамометаморфизм	Слабый На отд. мест-	Очень слабый ниях заметный	Слабый, до заметного	Очень слабый
Контактный метаморфизм	На отд. мест-	ниях (Карагай- лы) заметный		Не проявлен
Доля в общих запасах металлов	Подчиненная	Преобладающая	Значительная	Значительная
Примеры	Ю. Акбастау Жайрем, Бестюбе	Ушкатын, сток Бестюбе	Во-Шалкия, Талап, Ачисай	Миргалымсай и др.

Текелийский тип		Акжальский тип	
сингенетичное оруденение	эпигенетичное оруденение	сингенетичное оруденение	эпигенетичное оруденение
Свинцово-цинковые	Флюорит-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые регенерированные		Барит-галенит-сфалеритовые
Слоистые, послойно-вкрапленные, конкреционные	Прожилковые, массивные, брекчиевые, брекчиевидные		Вкрапленные, прожилковые, массивные
Пиритовая, пирит-сфалеритовая, галенит-сфалерит-пиритовая, галенит-сфалеритовая	Пирит-галенит-сфалеритовая, флюорит-галенит-сфалеритовая, сульфопиритовая, сульфопирит-галенитовая		Барит-галенит-сфалеритовая, сульфопирит-галенитовая
Пирит, галенит и сфалерит глобулярные	Сульфопириты Pb, колломорфные агрегаты пирита с галенитом и сфалеритом		Сульфопириты Pb и Ag, в зоне контактового метаморфизма марматит с эмульсией халькопирита, пирротин, электрум
Cd, Hg, Sb, Ag	Cd, Hg, Sb, Ag		Ag, Sb, Cd; в зоне контактового метаморфизма Te, Au, Bi, Cu
Вертикальная: снизу вверх галенит-сфалерит-флюоритовые линзы сменяются пиритовыми (Яблоновое)		Железородная минерализация	В экзоконтактах порудных штоков и даек барит-клейофановые руды сменяются пирит-марматитовыми
Сильный	Сильный		Слабый
(регенерация руд)			
Проявлен в контактах с дайками			Значительный
Значительная	Значительная		100%
Текели			Акжал, Аксоран
	Яблоновое		

Как показал пример Миргалымсая, проявленная там зональность весьма близка к зональности месторождений атасуйского типа.

Не останавливаясь детально на чертах сходства и различия этих двух типов месторождений, отметим, что в каратауских месторождениях неизвестны руды железа и марганца, развитые в ассоциации с рудами свинца и цинка в Атасуйском районе.

Месторождения текелийского типа приурочены к Текелийской рудной зоне, которая в каледонский и герцинский этапы существовала в виде „шовной“ зоны, с неоднократным возобновлением движений по ней. Проявления вулканизма, синхронного с оруденением, отсутствуют. Руды свинцово-цинковые, с высоким содержанием пирита; для них характерно отсутствие барита и очень низкое содержание меди. На месторождении Яблонное установлен тонкозернистый флюорит (ратовкит). Наиболее изучено месторождение Текели. На нем выделены три типа руд, сформированные в три последовательных этапа, обладающие одинаковым минеральным составом и резко отличными текстурно-структурными характеристиками. Руды первого типа сингенетичные, гидротермально-осадочные. Слагающие их минеральные ассоциации показаны в табл. 2. Для этого типа руд чрезвычайно характерны глобулярные формы сульфидов (пирита, галенита, сфалерита), конкреции, слоистая текстура. В связи с каледонским тектогенезом произошла регенерация вещества и образовались руды второго типа. В них по сравнению с первичными рудами увеличилось содержание галенита и сфалерита, самостоятельное значение приобрели рудные жилы, сложенные теми же сульфидами с повышенным содержанием галенита и сульфидов свинца. Текстуры массивные, брекчиевые, брекчиевидные. Руды второго типа в свою очередь динамометаморфизованы. В отличие от них руды третьего типа, возникшие путем регенерации вещества в период герцинского тектогенеза и обладающие тем же минеральным составом, слабо метаморфизованы и характеризуются обилием метаколлоидных агрегатов сульфидов.

Основные элементы-примеси серебро, сурьма (связаны с галенитом), ртуть и кадмий (со сфалеритом). Серебро и сурьма образуют собственные минералы.

Основным районом развития месторождений акжалынского типа является Акжал-Аксоранская зона в Центральном Казахстане. Оруденение в этих месторождениях эпигенетическое. Оно локализовано преимущественно в мейстеровских известняках (фамен); в перекрывающих климениевых слоях (фаменнизы турне) заключены маломощные линзы железных (с марганцем) руд.

Руды свинца и цинка сложены единственной минеральной ассоциацией — барит-галенит-клеюфановой. Кроме этих минералов в рудах присутствуют сульфосол серебра, свинца, в ничтожном количестве сульфиды меди (табл. 2). В целом эти руды очень похожи на руды второго типа, развитые в атасуйских месторождениях.

На Акжале рудная залежь прорвана штокообразными телами порфиритов (диабазовых, диоритовых), вокруг которых развит ореол контактово измененных, скарированных и ороговикованных, пород и руд. В рудах возникла пирит-марматитовая минеральная ассоциация, возросло содержание халькопирита, появились примеси висмута, золота, теллура, увеличились размеры сульфидных обособлений. На Аксоране и Аксоране II контактовые изменения захватили весь объем рудных залежей.

Таким образом, во всех типах рассмотренных месторождений (колчеданных и свинцово-цинковых) сингенетичные руды относительно бедны набором рудных минералов и слагаются двумя-тремя минеральными ассоциациями. Бедны они и элементами-примесями. В противоположность этому эпигенетические руды, особенно в колчеданно-полиметаллических месторождениях, имеют в своем составе большее количество минералов, заметно богаче по набору и содержанию элементов-примесей; в образовании их, как правило, участвует целый ряд последовательно сменяющихся ассоциаций.

Динамометаморфизм руд изменяет формы рудных тел, текстуры и структуры руд, но не вызывает существенного изменения минерального состава руд. Вместе с тем ремобилизация вещества может привести к образованию богатых рудных скоплений.

В противоположность этому контактовый метаморфизм не вызывает заметных текстурных изменений, но изменяет структуры рудных агрегатов, появляются новые минералы и элементы, не свойственные данному типу месторождений (висмут на Стрежанском; кобальт, висмут, теллур, золото, молибден — в Карагайлы, Акжале).

Систематическое минералогическое изучение месторождений различного типа показало, что при поисково-оценочных работах на конкретных объектах присутствие той или иной минеральной парагенетической ассоциации (включающей те или иные типоморфные минералы), текстурно-структурные особенности руд могут использоваться для суждения не только о природе оруденения, но и о его масштабах. Например, такой комплекс признаков, как простой минеральный состав руд, мелкая до пылевидной вкрапленность сульфидов, обилие глобулярных форм, бедность руд элементами-примесями, слоистые текстуры, обещают, как правило, не очень богатое, но устойчивое оруденение на значительной площади с простыми формами рудных тел, благоприятными для отработки. В то же время мелкие размеры сульфидных обособлений, тесные взаимные прорастания рудных минералов, постоянное присутствие углеродистого вещества, а нередко и криптозернистого халцедоновидного кварца затрудняет обогащение таких руд по традиционным схемам.

Сонахождение в рудах глобулярного пирита, легко поддающегося окислению, и углеродистого вещества способствует возникновению пожаров в горных выработках и в отвалах, как это наблюдалось в месторождении Текели и в некоторых других местах.

Появление в массе гидротермально-осадочных, сингенетичных руд минеральных парагенезисов, типичных для эпигенетических руд, свидетельствует о возможности нахождения на объекте сравнительно богатых рудных скоплений.

Эпигенетичные руды характеризуются в своем большинстве сложным минеральным составом, закономерной сменой минеральных ассоциаций, относительно высокими содержаниями полезных компонентов, в том числе и ценных примесей, и их неравномерным распределением. Месторождения таких руд более „компактны“, хотя редко достигают таких масштабов, как стратиформные; обогащение руд особых трудностей не вызывает.

Наконец, сочетание на одних объектах син- и эпигенетичного оруденения указывает на его полихронность и, вероятно, крупные запасы полезных компонентов. В рудных залежах обычно развито несколько промышленных сортов руд с разным содержанием и соотношением полезных компонентов, с разными текстурно-структурными особенностями. Все это необходимо учитывать при разработке оптимальных схем обогащения руд.

Минералогическое картирование с учетом распределения ведущих минеральных парагенетических ассоциаций в рудных телах, в конкретных месторождениях в целом способствует выявлению зональности и рациональному направлению разведочных работ, как это прекрасно показал пример Жайремского рудного поля. Зональность также используется для определения положения апикальной и корневой частей и оценки эрозийного среза рудных тел.

Присутствие в толщах пород седиментного пирита, углеродистого вещества, а в карбонатных породах и криптозернистого кварца может указывать на их потенциальную рудоносность.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТА —
ИНДИКАТОРЫ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА
И МАСШТАБНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

В Таджикистане, где начиная с 30-х годов ведется промышленная добыча плавикового шпата, известно несколько сотен месторождений, рудопроявлений и точек минерализации плавикового шпата. Их изучением занимались Н.А. Смолягин, Б.Н. Наследова, С.З. Шифрин, В.И. Соболевский, А.И. Судеркин, Г.Г. Грушкин, Р.Б. Баратов, Д.Х. Ахмеров, Е.М. Гловин, Л.П. Коннов, В.И. Калинин, Л.В. Россейкин, И.С. Гольдберг, В.В. Могаровский, А.Р. Файзиев, Ю.А. Новосельцев, А.Б. Джайнуков и многие другие. В работах этих исследователей с достаточной детальностью освещены вопросы генезиса месторождений, условия залегания, строение и состав рудных тел, околорудно измененных пород, термобарогеохимии и т.п. В меньшей мере рассмотрены критерии поиска и оценки флюоритового оруденения. Сведения такого рода очень разрознены и мало увязаны между собой. В связи с этим в настоящей статье предпринята попытка систематизировать имеющиеся сведения по этому вопросу, делая акцент на данные минералого-геохимического характера, полученные авторами.

Многолетними исследованиями флюоритовых месторождений и рудопроявлений Таджикистана выявлен комплекс типоморфных особенностей флюорита и сопутствующих ему минералов, позволяющих по минералого-геохимическим данным проводить геолого-генетическую типизацию месторождений, определить уровень их эрозионного среза, провести оценку проявлений на глубину и тем самым производить их разбраковку и направлять поисково-разведочные работы. Рассмотрим некоторые из этих типоморфных особенностей.

На большинстве флюоритовых месторождений Таджикистана наблюдается вертикальная зональность в размещении минералов-спутников флюорита, которая имеет важное значение при оценочных работах на флюорит. Верхние части жил в них сложены обычно баритом, который с глубиной сменяется кальцитом. В верхних частях жил присутствуют, иногда в значительных количествах, и гипогенные глинистые минералы. С глубиной в жилах увеличивается содержание сульфидов, причем галенит имеет преимущественное развитие в более верхних горизонтах, а сфалерит — в нижних. С глубиной увеличивается и содержание кварца, основное количество которого локализовано в нижних горизонтах месторождений. Отметим, что если кварц в верхних горизонтах флюоритовых месторождений сложен в основном тонкозернистой роговикоподобной разновидностью, то в нижних горизонтах он мелко-среднезернистый.

В месторождениях кварц-барит-полиметаллически-флюоритового минерального типа имеют место проявления следующей минералогической зональности: руды медно-висмутового минерального комплекса (кварц, гематит, халькопирит, пирит, манганокальцит, висмутин, айкинит, теннантит, матильдит и др.) с флюоритом расположены в глубоких горизонтах месторождений, полиметаллически-флюоритовые руды (сфалерит, галенит, блеклые руды, фрейбергит, борнит, халькопирит, пирит, пирротин, флюорит, барит, доломит) занимают среднюю их часть, а серебро-

свинцово-флюорит-баритовый комплекс (галенит, блеклые руды, сфалерит, борнит, халькозин, самородное серебро, полибазит, штроейерит, барит, флюорит, кальцит, кварц) слагает верхние горизонты месторождений.

Как правило, минералообразование на флюоритовых месторождениях Таджикистана происходило в 3-5 стадий, интенсивность проявления которых неодинакова. Наиболее значительной по масштабу является самая ранняя стадия, но она обычно безрудная или содержит убогую флюоритовую минерализацию. Образование основной массы флюорита связано с поздними стадиями. С ними связано и выпадение рудных минералов (галенита, сфалерита, халькопирита и др.). Интересно, что кристаллизация минералов почти во всех стадиях начинается с кварца. Затем его последовательно сменяют карбонаты, сульфиды и флюорит. Заканчивается стадия нередко образованием баритовых жил и прожилков, несущих иногда убогую рудную минерализацию. Такая закономерная последовательность в кристаллизации минералов является, по-видимому, отражением эволюции кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов в рамках отдельных стадий, на что указывали в своих работах Д.С. Коржинский [2], Н.В. Петровская [3], Г.Ю. Григорчук [1].

Как известно, изменение состава и концентрации элементов-примесей в минералах отражает условия их образования и может служить геохимическим индикатором процессов рудоотложения. Изучение некоторых элементов-примесей флюорита ($Sr, Ba, Pb, U, Th, TR, Y, Be, Na, K, Cs, Rb$) из месторождений и рудопроявлений Таджикистана показывает, что они в первую очередь могут быть использованы в качестве типоморфных признаков для установления принадлежности проявлений флюорита к определенным генетическим, формационным и минеральным типам и суждения на этой основе о возможном промышленном их значении [4]. Кроме того, уровни накопления примесей находятся в прямой зависимости от состава магматических пород, с которыми родственно орудование [6, 8]. Однако наиболее важной является вариация состава и концентрации элементов-примесей по восстанию жил. Установлено уменьшение содержания некоторых примесей (Be, TR, Y) во флюорите от нижних горизонтов месторождений к верхним, от ранних генераций к поздним и от высокотемпературных разностей к низкотемпературным и увеличение других примесей (Sr, Ba, U, Th), иногда на целый порядок, в указанном направлении, что является важным признаком для суждения о глубине эрозионного среза месторождений и их перспективности на глубину.

Еще одна зависимость, которая может служить предпосылкой для оценки флюоритовых месторождений, — это высокая суммарная концентрация примесей во флюорите промышленных месторождений по сравнению с пробами из мелких рудопроявлений. В прогнозных целях можно использовать и парные отношения элементов флюорита, такие как $Sr:Ba, Th:U, Na:K$ и $TR_{Ce}:TR_Y$.

Образование флюорита в гидротермальных месторождениях и рудопроявлениях Таджикистана происходило в широком диапазоне температур — $50-390^{\circ}$ — и давлений — $50-450$ атм и ниже. Однако промышленная концентрация плавикового шпата образовалась при температурах $120-250^{\circ}$. На многих месторождениях флюорита установлена вертикальная температурная зональность, причем палеотемпературный градиент варьирует от $5-9$ до $20-22^{\circ}$ на 100 м глубины. Наблюдается обратная зависимость между глубиной залегания рудных тел и величиной палеотемпературного градиента, т.е. в верхних горизонтах месторождений падение температуры на единицу расстояния более интенсивное, чем в глубоких горизонтах. Так, если палеотемпературный градиент для верхних горизонтов месторождения Канмансур равен $11-12^{\circ}$ на 100 м глубины, то в глубоких горизонтах этого месторождения он более чем в два раза меньше — $5-6^{\circ}$. Другой пример: температурный градиент для верхних частей рудных тел месторождения Кенгутан равен $15-17^{\circ}/100$ м, а нижних — $9-10^{\circ}/100$ м.

Таким образом, имеющее место закономерное изменение температурных параметров по вертикали, а также знание оптимальных температурных интервалов

кристаллизации промышленных масс плавикового шпата в сочетании с данными о температурном градиенте может дать ключ к решению вопроса об уровне эрозионного среза вновь выявленных объектов и их перспективы на глубину. Данные термобарогеохимии можно также использовать и для определения принадлежности новых проявлений флюорита к определенным генетическим, формационным или минеральным типам (для каждого из этих типов характерен свой интервал температур гомогенизации) и тем самым повысить объективность их промышленной оценки.

В составе жидкой фазы растворов включений флюоритов доминирует HCO_3^- . Меньшее значение имеют SO_4^{2-} , Cl^- , F^- и NO_3^- , причем их содержание, особенно двух первых, различное во флюорите из месторождений разных типов. Во включениях минерала из флюорит-антимонит-киноварного минерального типа преобладает SO_4^{2-} , а в других — Cl^- . Выявлена связь состава и температуры флюоритообразующих растворов: высокие значения температур кристаллизации флюорита сопоставляются с преобладанием в растворах Cl^- , низкие — SO_4^{2-} . Постепенный спад концентрации Cl^- и увеличение роли SO_4^{2-} в зависимости от падения температуры наблюдается и в пределах одного месторождения, т.е. от ранних генераций минерала к поздним и от нижних горизонтов месторождений к верхним.

Различным во флюорите из месторождений разных типов оказался и состав газовой фазы включений: в проявлениях кварц-флюоритового типа — углекислотный, в месторождениях кальцит-барит-флюоритового типа — метано-углекислотный, полиметаллически-кварц-флюоритового — существенно азотный, а в флюорит-антимонит-киноварных месторождениях — азотно-углекислотный. Газовая фаза включений во флюорите из пегматитов щелочных пород существенно метановая.

Изучение кристалломорфологии флюорита из месторождений и рудопроявлений Таджикистана показывает, что они отличаются большим разнообразием форм. Флюориты из проявлений Центрального Таджикистана характеризуются обычно кубическими и октаэдрическими кристаллами, между которыми существуют все постепенные взаимные переходы с различным развитием тех или других типов граней. В некоторых месторождениях встречаются также кристаллы ромбододекаэдрического габитуса. Для флюоритов указанного района выявлена общая эволюция габитусных форм от куба через октаэдр к ромбододекаэдру от ранних генераций к поздним. Для главной промышленной разновидности флюорита выявлено изменение форм кристаллов флюорита с глубиной. В верхних горизонтах месторождений кристаллы имеют кубический габитус с гранями ромбододекаэдра и октаэдра, в средних горизонтах преобладают кубооктаэдрические кристаллы с примерно одинаковым развитием обеих форм, а в нижних преимущественно октаэдрические кристаллы, осложненные гранями куба (рис. 1). В месторождениях Северного Таджикистана установлена закономерная смена габитусных форм кристаллов от октаэдра через кубо-октаэдр, кубо-ромбододекаэдр к ромбододекаэдру от нижних горизонтов месторождений к верхним. Указанные закономерные изменения габитусных форм кристаллов флюорита можно использовать для оценки уровня эрозионного среза проявлений и прогноза оруденения на глубину.

Весьма широким разнообразием кристаллографических форм характеризуются флюориты из проявлений Памира, изучение которых показало различие их габитусных форм в проявлениях различных генетических, формационных и минеральных типов. Это может быть использовано при установлении принадлежности вновь открываемых объектов к определенным типам руд. На одном из рудопроявлений этого региона (Ак-Джилга) выявлена четкая зависимость формы кристаллов флюорита от состава вмещающих пород. В алмосиликатных породах развиты кристаллы кубического габитуса, осложненные гранями октаэдра и ромбододекаэдра. Флюорит, находящийся среди карбонатных отложений, образует кристаллы ромбододекаэдрического и октаэдрического габитусов с плохо развитыми гранями куба.

В месторождениях флюорита широко развит околожильный метасоматоз, ореолы которого превышают мощность рудных тел от 2–2,5 до 5–6 раз. Форма ореолов этих изменений контролируется разрывными нарушениями, а их масштаб зави-

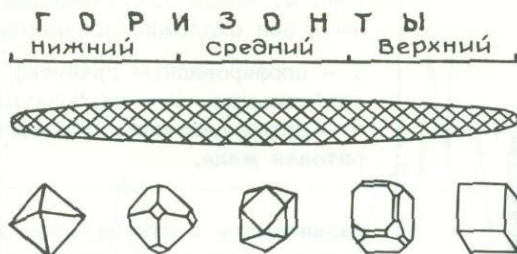


Рис. 1. Смена габитусных форм кристаллов флюорита по восстанию жил на флюоритовых месторождениях полиметаллически-кварц-флюоритового минерального типа Центрального Таджикистана.

сит от мощности рудных тел, продолжительности гидротермальной деятельности, типа изменений, а также химического состава, структурно-текстурных и физико-механических свойств боковых пород [5].

В карбонатных породах главными типами околожильного изменения являются окварцевание и карбонатизация (кальцитизация, доломитизация и редко анкеритизация), а в терригенных отложениях (сланцах, песчаниках) — окварцевание, серицитизация и хлоритизация. Месторождения в кислых и средних эффузивах сопровождаются пропилитами и березитами.

Околожильные изменения во вмещающих флюоритовую минерализацию гранитоидах, в которых локализована большая часть флюоритовых месторождений и рудопроявлений Таджикистана выражены в их окварцевании, альбитизации, калишпатизации (ортоклазизации), аргиллизации и др., причем если в кислых разностях гранитоидов (гранитах, гранодиоритах) основными типами изменения являются альбитизация, серицитизация и калишпатизация, то в более основных породах (кварцевых диоритах) на первый план выступают процессы хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации. В размещении продуктов околожильного изменения намечается вертикальная фациальная зональность. Она заключается в проявлении последовательности смены одних минеральных парагенезисов другими. Схематически она выражается в следующем: с глубиной вдоль ослабленных зон степень альбитизации пород увеличивается до образования альбититовых тел, а интенсивность серицитизации, карбонатизации и эпидотизации падает (рис. 2). С глубиной уменьшается и степень ортоклазизации пород, которая интенсивно развита в самой верхней части метасоматической колонки. В этой части колонки локализуются и аргиллизиты.

Взаимоотношения рудных тел и продуктов околорудного изменения на месторождениях показывают, что флюоритовая и сопутствующая ему минерализация занимает определенное место в цепи кислотно-щелочной эволюции растворов и образует в ее заключительной стадии — стадии осаждения выщелоченных оснований, занимая преимущественно верхние части метасоматической колонки. В связи со сказанным нахождение какого-либо одного типа околорудного новообразования можно рассматривать как определенное эрозионное сечение общей вертикальной зональности. Например, нахождение на месторождениях флюорита ортоклазитов или аргиллизитов свидетельствует об их неглубоком эрозионном срезе и, следовательно, о перспективности на глубину. На месторождениях, локализованных в породах гранитоидного состава, выявлена следующая горизонтальная зональность в распределении околорудных метасоматитов (от внутренней зоны к внешней): окварцевание (пиритизация), эпидотизация, альбитизация, карбонатизация, аргиллизация, хлоритизация. Околорудные изменения проявляют зональность также и во времени, и пространстве. На ранних стадиях становления месторождений наибольшее развитие получают окварцевание, калишпатизация, альбитизация, хлоритизация, а на поздних — аргиллизация, карбонатизация, баритизация. Первые типы метасоматитов

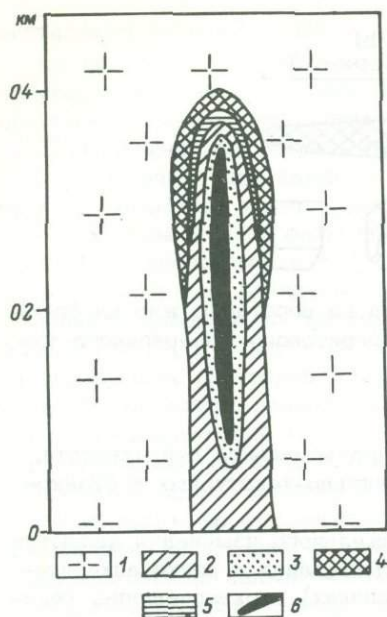


Рис. 2. Схема взаимоотношений флюоритовой жилы и зон околожильноизмененных пород.

1 - порфировидные граниты; 2-5 - зоны: 2 - альбитизации, 3 - карбонатизации и эпидотизации, 4 - ортоклазизации, 5 - аргиллизации; 6 - флюоритовая жила.

развиваются в относительно глубинных месторождениях в условиях средних и высоких температур, а вторые - в приповерхностных проявлениях, образованных при низких температурах. Следовательно, некоторые виды околожильного изменения, развитые на многих месторождениях и особенно тесно связанные с флюоритовым оруденением (аргиллизация, калишпатизация, альбитизация и др.), могут быть использованы в качестве поисково-оценочных и прогнозных критериев.

Изучение разрезов пород вкрест простирания рудных тел на флюоритовых и комплексных полиметаллически-флюоритовых месторождениях показывает наличие геохимических ореолов вокруг них. По поведению элементов ореолы делятся на две

группы. К первой относятся элементы, концентрация которых увеличивается по мере приближения к рудным жилам и уменьшается в стороны слабо измененных пород, образуя ореолы рассеивания - Pb, Ag, U и Th. Вторая группа включает элементы, концентрация которых уменьшается в околожильно измененных породах и достигает минимума в непосредственном контакте с рудным телом. Сюда относятся ореолы Sr и Rb. Они, следовательно, создают ореолы выщелачивания. Как ореолы рассеивания, так и выщелачивания имеют ширину, в 6-9 раз превышающую мощность рудных жил. Затем содержание элементов во вмещающих породах выравнивается, опускаясь или поднимаясь почти до кларковых величин.

Фтор ведет себя несколько иначе. В непосредственном контакте с жилой и вблизи ее содержание фтора резко возрастает, но по мере удаления от нее уменьшается, достигая минимума на расстоянии, в 4-5 раз превышающем мощности жил. Далее концентрация этого элемента возрастает и становится фоновой на отрезке, в 6-7 раз большем, чем мощность жилы. Это дает основание предположить, что фтор для образования флюорита, по крайней мере частично, был заимствован растворами из вмещающих пород. Таким образом, геохимические ореолы также могут использоваться при поисках флюоритового оруденения.

Вокруг рудных тел, сформировавшихся в результате проявления гидротермальной деятельности кроме ореолов околорудного изменения и первичных геохимических ореолов образуются ореолы пропаривания. Выявлена прямая зависимость размера ореолов пропаривания вмещающих пород и мощности жил. Так, при мощности жилы около 2 м мощность ореолов пропаривания вокруг нее равно 28-30 м (рис. 3). Действие рудообразующих растворов вокруг жилы мощностью в 1 м зафиксировано на расстоянии 15 м, а 80-85 см - 12 м. Ореолы пропаривания даже вокруг прожилков толщиной в 5-10 см распространяются на расстоянии в 2-4 м. Следовательно, мощность зон ореолов пропаривания характеризуется значительным превышением (до 15 раз) мощности жил. Таким образом, по размерам ореолы пропаривания значительно больше геохимических ореолов и тем более околожильных изменений. Это можно объяснить тем, что зона гидротермального изменения пород фиксирует только пространство, в котором просачивающие химически активные растворы, диффундирующие в стороны и вверх от рудных тел, могут вступать в обменные реакции с минералами вмещающих пород. Однако рудообразующие раст-

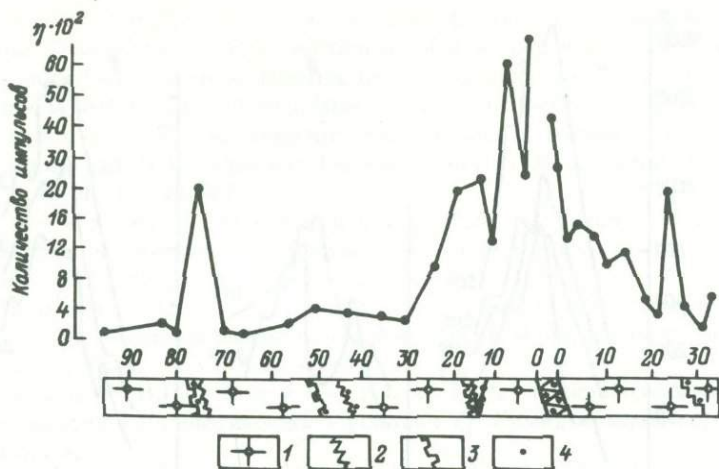


Рис. 3. Кривая декрептофонической активности пород вокруг жилы, мощностью в 2 м.

1 - кислые вулканиты; 2 - флюоритовые жилы и прожилки; 3 - баритовые жилы; 4 - галенит.

воры фильтруются и дальше во вмещающие породы по макро- и микротрещинам, неся с собой легкоподвижные элементы. По мере проникновения и охлаждения эти элементы отфильтровываются по принципу их дифференциальной подвижности с образованием первичных геохимических ореолов. Наибольшей подвижностью обладает растворитель, т.е. водные, углекислотно-водные, хлоридно-натриевые и другие растворы. Поэтому они, используя межзерновые пространства и микротрещиноватость вплоть до капиллярных трещин, проникают во вмещающие породы на значительные расстояния, консервируются в виде газовой-жидких, жидких или газовых включений, образуя наиболее широкий ореол вокруг рудных тел.

Таким образом, широкие ореолы пропаривания вокруг рудных жил и прожилков могут быть использованы при поисках слепых рудных тел.

Исследования петрофизических параметров пород (объемного веса, пористости, водонасыщения, прочности на раскол, скорости продольной волны), вмещающих флюоритовое и сопутствующее ему полиметаллическое оруденение, показывают, что они являются важными факторами, отражающими не только состав и структуру, характер тектонических деформаций и эпигенетических преобразований минерализации, но и могут определить закономерности локализации оруденения. Они служат чувствительными индикаторами преобразованности рудовмещающей среды и распределения в них плавикового шпата и, таким образом, могут являться критерием поисков и оценки оруденения. Причем решающая роль в этом вопросе принадлежит эффективной пористости как индикатору проницаемости. Исследования показывают, что наибольшее количество руды содержится в породах, которые наиболее интенсивно переработаны вторичными процессами и, следовательно, содержат максимальное количество деформационных пор и особенно пор, сформировавшихся под действием гидротермально-метасоматических процессов.

Изучение термолуминесцентных свойств флюорита показывает, что образцы из проявлений различных генетических и минеральных типов различаются по интенсивности термовысвечивания. Флюорит из пегматитов более интенсивно термолуминесцирует, чем минерал из гидротермальных жил. Среди флюоритов гидротермального генезиса наблюдается тенденция к ослаблению интенсивности термолуминесценции от месторождений кварц-флюоритового, кварц-барит-полиметаллически-флюоритового и кальцит-барит-флюоритового минеральных типов к проявлениям флюорит-антимонит-киноварного типа.

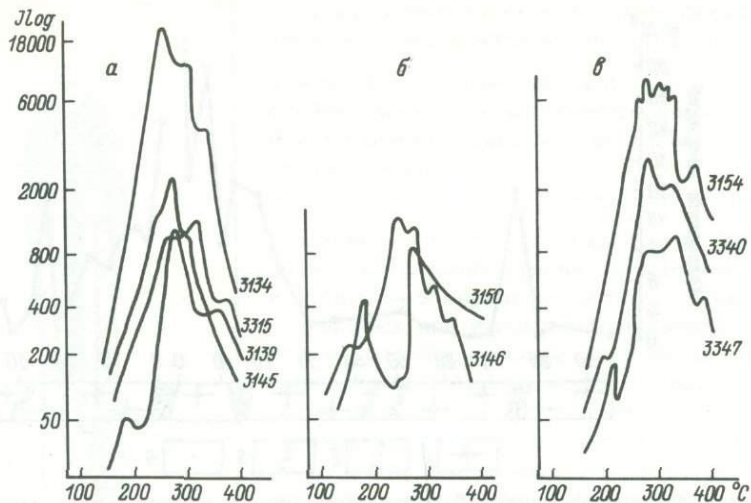


Рис. 4. Кривые термолуминесценции флюорита из различных гипсометрических уровней (а, б) и генераций (в).

а - II генерация (3139 - гор. 862 м, 3315 - гор. 1305 м, 3145 - гор. 1520 м, 3143 - гор. 1595 м); б - III генерация (3150 - гор. 1465 м, 3146 - гор. 1520 м); в - 3154, 3340 и 3347 - соответственно первая, вторая и третья генерации.

Обнаружено закономерное изменение термолуминесцентных свойств флюорита с глубиной [7]: флюориты из нижних горизонтов месторождений термолуминесцируют слабо, из верхних - сильно (рис. 4). Термолуминесцентный градиент прямо пропорционален глубине, т.е. чем ближе к поверхности, тем он меньше. Наблюдается также четкая тенденция к уменьшению интенсивности свечения флюорита от ранних генераций минерала к поздним, что может быть увязано с уменьшением в указанном направлении содержания примесей редких земель и иттрия, ответственных за термолуминесценцию. Кроме того, обнаружено падение интенсивности свечения флюорита от окрашенных разностей флюорита к бесцветным, от зернистых агрегатов к монокристаллам и от проявлений, локализованных среди магматических пород (гранитоидов, кислых и средних эффузивов), к месторождениям в осадочных отложениях (известняках, песчаниках).

Таким образом, термолуминесценция является важной типоморфной особенностью флюорита и может быть использована для определения уровня эрозионного среза месторождений, прогноза оруденения на глубину и, следовательно, для планомерной постановки поисково-разведочных работ.

Л и т е р а т у р а

1. Григорчук Г.Ю. Стадийность гидротермального минералообразования и пространственное размещение минеральных ассоциаций // Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970. № 24, вып. 1. С. 12-24.
2. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов // Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, 1963. С. 305-315.
3. Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР // Генетические проблемы руд. М., 1960. С. 97-112.

4. Ф а й з и е в А.Р. Состав и свойства флюорита как важный фактор для установления эрозионного среза месторождений и перспективной оценки флюоритового оруденения (на примере Центрального Таджикистана) // Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 180-182.

5. Ф а й з и е в А.Р. Зональность околожилых метасоматитов на флюоритовых месторождениях Центрального Таджикистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 4. С. 41-47.

6. Ф а й з и е в А.Р., Ю р г е н с о н Г.А. Стронций и барий во флюоритах некоторых месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана // Геохимия, 1975. № 2. С. 259-269.

7. Ф а й з и е в А.Р., Ю р г е н с о н Г.А., К о з а ч е н к о А.А., А н о ш к и н В.Н. Термомоллюминесценция флюоритов Центрального Таджикистана // ЗВМО. 1975. Вып. 4. С. 422-430.

8. Ш е р б и н а В.В., Я к у б о в и ч К.И. Границы изоморфной смеси в зависимости от генетического условия // Химия земной коры, М., 1963. С. 306-314.

ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА КАК ПЛАВОЧНОГО СЫРЬЯ

Жильный кварц является весьма благоприятным объектом минералогического картирования. Имеется большое количество работ, раскрывающих возможности картирования кварца при поисках и оценке месторождений различных полезных, ископаемых, разработана специальная кварцеметрическая съемка [1, 2, 5].

В последнее время жильный кварц широко используется в качестве сырья для изготовления различных видов стекла и других изделий, шихты для синтеза искусственных кристаллов. Его пригодность определяется различными конституционными особенностями и свойствами, в частности содержанием газовой-жидких и минеральных включений, элементов-примесей. В связи с этим большое значение приобретает разработка эффективных методов минералогического картирования жильного кварца, направленных на выявление закономерностей пространственной изменчивости его параметров. Приемы такого картирования используются в ходе геологоразведочных работ [3, 4 и др.], однако многие методические вопросы еще слабо разработаны, не выработана единая система картировочных признаков.

Целенаправленность картирования определяет выбор картировочных признаков. Прежде всего это конституционные особенности и свойства жильного кварца, от которых непосредственно зависит его качество как технического сырья. Большое значение при этом имеет типизация кварца. Ее проведение открывает возможность картирования различных типов кварца при детальном их изучении на отдельных объектах. Важным и обязательным этапом картирования является составление минералогических, минералого-технологических схем и карт, наглядно отражающих пространственную изменчивость кварца.

Нами проведено крупномасштабное минералогическое картирование жильного кварца одного из полей Приполярного Урала. Изучались его различные конституционные особенности и свойства. В качестве основных картировочных признаков использовались светопропускание в области 490 ± 10 нм и содержание алюминиевых парамагнитных центров $[AlO_4e^+]^0$.

Опробование жильного кварца проводилось в основном бороздовым способом вкрест простирания жил. Светопропускание кварца определялось по стандартной методике на фотоэлектроколориметре ФЭК-56 М. Содержание алюминиевых парамагнитных центров измерялось на радиоспектрометре РЭ-1306. Образцы готовились в виде крупки фракции 0,5-0,25 мм. Предварительно они отжигались при температуре $450^\circ C$ в течение 1 ч, а затем облучались (источник ^{137}Cs , доза 10^{17} рад). Спектры ЭПР снимались при температуре 77 К. Содержание алюминиевых центров рассчитывалось относительно стандарта $MgO:Mn^{2+}$, помещавшегося в резонатор вместе с кварцем. При анализе пространственных закономерностей использовались средние для жил значения светопропускания кварца и содержания в нем алюминиевых центров. Обработка данных проводилась методом сплайн-аппроксимации.

Изученное поле расположено в кварцито-песчаниках тельпосской свиты нижнего ордовика. Породы свиты имеют северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение. Наряду с кварцито-песчаниками в ее основании присутствуют кварцевые конгломераты и гравелиты. Широко развиты дизъюнктивные нарушения. В наибольшей степени дислоцированы породы юго-восточной части поля. Здесь они интенсивно расщеплены в соответствии с общим простиранием.

В пределах поля известно довольно большое количество кварцевых жил, многие из которых хрусталеносны. Выделяется три субмеридианальные жильные зоны: западная, восточная и юго-восточная. Жилы западной зоны приурочены к серии взаимно пересекающихся продольных и поперечных нарушений. Они секут сланцеватость пород, имеют линзовидную или сложную ветвящуюся форму. Жилы восточной зоны локализируются в трещинах оперения крупного продольного нарушения, находящегося в центральной части поля. Они также секут сланцеватость пород и имеют клиновидную форму: юго-восточная часть их примыкает к основному нарушению, а северо-западная полого выклинивается. Жилы юго-восточной зоны изучены сравнительно слабо. В основном наблюдается их развалы. Судя по единичным обнажениям, здесь имеются разные жилы. Одни из них связаны с поперечными, другие — с продольными нарушениями. Первые занимают секущее, вторые — согласное положение относительно сланцеватости пород, при этом согласные жилы являются более ранними по сравнению с секущими.

Контакты жил с кварцито-песчаниками всегда резкие, нарушенные и ненарушенные. Кварцито-песчаники около жил обычно в значительной степени гидротермально изменены. Изменение пород прослеживается и на удалении от жил вдоль контролируемых их дизъюнктивных нарушений.

Наряду с кварцем в жилах, главным образом в приальбандовых хрусталеносных гнездах, присутствуют мусковит, турмалин, циркон, рутил, ксенотим, лимонит, сфен, муассонит, магнетит, гранат, эпидот, ильменит, пирит, анатаз, лейкоксен, хлорит, монтмориллонит, доломит, халькопирит. Многие из этих минералов встречаются лишь эпизодически. Для согласных жил характерны мусковит, гематит, лазулит, апатит.

Большинство жил поля, включая западную, восточную и юго-восточную зоны, сложены гигантозернистым кварцем. Вследствие трещиноватости его индивиды наблюдаются лишь фрагментарно. Тем не менее во многих случаях видно, что они имеют удлиненную форму, величина их достигает 1,5–2 м. Возможно имеются и более крупные индивиды. В зальбандах жил часто отчетливо выражены зоны геометрического отбора. Индивиды нарастают на стенки трещин, образуя параллельно-шестоватые агрегаты. Это свидетельствует о формировании жильного кварца путем выполнения трещин. В отдельных, преимущественно согласных жилах юго-восточной зоны кварц нередко разнозернистый — от мелко- до гигантозернистого.

При изучении жильного кварца в шлифах нередко обнаруживаются различные пластические деформации, грануляция. Степень деформации в большинстве случаев довольно низкая. Характерны единичные изгибы, блокирование. Иногда блокирование сопровождается слабой грануляцией. При этом блокирование и грануляция в большей мере характерны для кварца согласных жил. Грануляцией в них иногда охвачены значительные участки, что проявляется в виде визуальной фиксирующейся разнозернистости.

В связи с трещиноватостью жильный кварц в штуфах в основном белый, участками прозрачный, белый полупрозрачный и непрозрачный. Располагающиеся между трещинами прозрачные участки имеют различную форму: ромбовидную, неправильную, изометричную, вытянутую, прямоугольную. Величина их достигает нескольких сантиметров в поперечнике. Особенно хорошо такие участки выражены в жилах западной зоны. После искусственного облучения белый кварц становится серым, а прозрачные участки приобретают дымчатую окраску. Около контактов жил с кварцито-песчаниками и около хрусталеносных гнезд кварц вследствие естественного облучения серый, участками прозрачный, дымчатый.

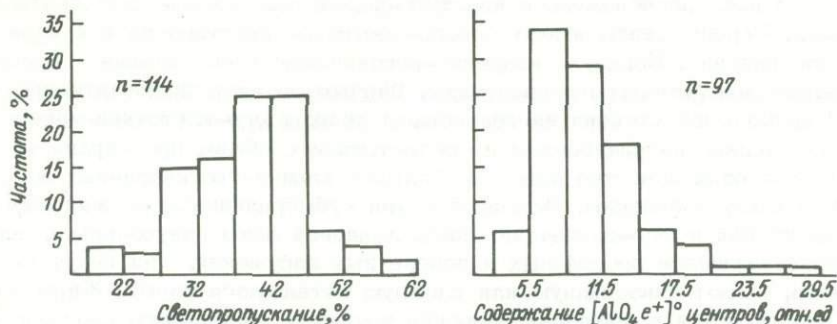


Рис. 1. Гистограммы распределения значений светопропускания жильного кварца (а) и содержания в нем алюминиевых парамагнитных центров (б).

Окологнездовый кварц часто отличается наиболее высокой прозрачностью. В направлении от гнезд он постепенно сменяется кварцем, слагающим основной объем жил. Следует, однако, отметить, что это наблюдается не всегда. Нередко серый слабопрозрачный кварц непосредственно сменяется кристаллами горного хрусталя. Окологнездовый относительно прозрачный кварц традиционно называется перекристаллизованным, хотя прямых доказательств перекристаллизации не установлено. Образование его происходило позже основной массы жильного кварца путем свободной кристаллизации из раствора. На крупных индивидах последнего зарождалось множество одинаково ориентированных мелких индивидов, впоследствии объединявшихся.

Можно полагать, что присутствующий в жилах относительно прозрачный кварц имеет различную природу. В одних случаях это первичный не пораженный трещинами кварц, в других — новообразованный.

Светопропускание жильного кварца бороздовых проб в области 490 ± 10 нм колеблется от 19 до 61%. Распределение значений близко к нормальному (рис. 1, а). Среднее значение составляет 39% ($\sigma = 8$).

Наиболее высокое светопропускание свойственно прозрачному первичному кварцу, наблюдающемуся в виде участков в его основной массе, и окологнездовому новообразованному кварцу. Оно составляет 60–85%.

Пространственная изменчивость светопропускания кварца различных жил в пределах поля имеет сложный характер (рис. 2). В целом оно варьирует от 25 до 57%. Наиболее высокие его значения характерны для жил западной, а низкие — для жил юго-восточной зоны. Жилы с относительно прозрачным кварцем (41–57%) развиты локально на ряде участков, расположенных в западной, восточной и юго-восточной зонах поля. На большей его части распространены жилы, светопропускание кварца которых составляет 25–40%.

При сопоставлении различных зон поля обнаруживается следующее. Светопропускание кварца жил западной зоны составляет 32–57%, восточной — 26–49, юго-восточной — 25–50%. В среднем светопропускание кварца жил западной зоны несколько выше, чем восточной и юго-восточной, хотя в каждой из них имеются участки с жилами высокопрозрачного кварца.

Содержание алюминиевых парамагнитных центров $[AlO_4e^+]^0$ в кварце бороздовых проб колеблется от 4 до 26,6 атн. ед. Распределение значений имеет асимметричный характер (рис. 1, б). Среднее значение составляет 10,3 ($\sigma = 4,3$).

Наиболее высокие содержания алюминиевых центров обычно фиксируются в относительно прозрачном кварце. Причем особенно заметно выделяется новообразованный окологнездовый кварц. В первичном прозрачном кварце содержание алюминиевых центров составляет 14,4–29,2, в новообразованном — 26,5–45,5 атн.ед.

Пространственная изменчивость содержания алюминиевых центров в кварце различных жил в пределах поля в общих чертах подобна изменчивости его светопропускания (рис. 3). Оно колеблется от 4,6 в кварце юго-восточной зоны до 24,4 в кварце западной зоны. Жилы с относительно низким содержанием в кварце алюминиевых центров (4,6-11 отн.ед.) развиты на двух участках, охватывающих довольно значительную площадь юго-восточной зоны и юго-западный фланг западной зоны. На остальной части поля содержание алюминиевых центров в жильном кварце заметно выше.

В кварце жил западной зоны содержание алюминиевых центров составляет 7,4-24,4, восточной - 11-22, юго-восточной - 4,6-20,3 отн. ед. В среднем содержание алюминиевых центров в кварце юго-восточной зоны ниже, чем в кварце восточной и западной зон.

Таким образом, устанавливается определенная пространственная неизменчивость жильного кварца в пределах поля. На большей его части развиты жилы, сложенные гигантозернистым параллельно-шестоватым кварцем. В юго-восточной зоне поля наряду с ними присутствуют жилы с гигантозернистым, часто в разной степени гранулированным кварцем. Светопропускание кварца и содержание в нем алюминиевых парамагнитных центров варьируют в широких пределах. Соответственно варьирует качество кварца как плавочного сырья. Анализ пространственных закономерностей позволяет выделить ряд участков с относительно высококачественным прозрачным кварцем. Наибольшее значение при этом имеет западная зона поля. Обращает, однако, на себя внимание то, что прозрачный кварц нередко обогащен структурным алюминием.

Л и т е р а т у р а

1. В е р т у ш к о в Г.Н., С о к о л о в Ю.А., Я к ш и н В.И., Б о р и с к о в Ф.Ф. Кварцеметрическая съемка как метод поисков жильных месторождений // Геология и полезные ископаемые Урала, Свердловск, 1966.
2. Е м л и н Э.Ф., С о к о л о в Ю.А., В е р т у ш к о в Г.Н. Жильный кварц в экзоконтакте Джабыг-Карагайского гранитного массива // Жильный кварц восточного склона Урала. Свердловск, 1970. С. 11-29.
3. К о р а г о А.А. Генетические типы кварцевых жил на Приполярном Урале // Магматизм и металлогения Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1982. С. 112-117.
4. П е т р у х а Л.М., О б о л к и н В.Д., Е в с т р о п о в А.А. К методике разведки месторождений жильного кварца // Проблемы разведки нерудных полезных ископаемых: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1985. С. 10-16.
5. Ю р г е н с о н Г.А. Минералогическое картирование при изучении жильного кварца // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 55-60.

В.К. Гаранин, Е.В. Гусева,
Г.П. Кудрявцева, В.П. Мельников,
Р.Ю. Орлов

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МИКРОМИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Включения минералообразующих сред являются источником информации о физико-химических условиях образования рудного вещества, формах переноса полезных компонентов, зональности рудных тел и т.д. Получение такой информации оправдывает применение самых современных, нередко дорогостоящих методов исследования. Малый размер включений (от долей до сотен микрометров), сложный фазовый состав (газ+жидкость+твердая фаза) определяют особый подход к их изучению. К сожалению, универсального аналитического метода предложить невозможно, и выбор метода изучения включений предопределяется одним жестким требованием — это должны быть методы изучения микроколичеств вещества. Отсутствие универсального метода обуславливает необходимость комплексного подхода к изучению расплавленных и газовой-жидких включений.

В последнее десятилетие в практику минералогических исследований внедрены разнообразные сложные физические и химические методы изучения твердых, жидких и газообразных веществ. Однако следует иметь в виду, что при комплексном подходе к изучению включений в минералах большое значение имеет наблюдение геологических объектов в широком смысле этого слова и сочетание современных тонких физических методов с традиционными методами изучения минерального вещества. Важнейшими составляющими комплексных исследований включений в минералах на современном этапе являются методы оптической микроскопии, термобарогеохимии, просвечивающей и растровой электронной микроскопии, электронно-зондового анализа, ионного и протонного микроанализа, микродифракционного анализа, методы молекулярной спектроскопии, масс-спектропии, жидкой и газовой хроматографии и ряд других. Совокупность этих методов обеспечивает получение наиболее полной информации, необходимой для решения генетических и практических задач.

На геологическом факультете Московского государственного университета традиционно развиваются методы термобарогеохимии, растровой и просвечивающей электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа. В последние годы в практику исследований минерального вещества внедрены методы молекулярной спектроскопии: комбинационного рассеяния света (КР или рамановской спектроскопии) и инфракрасной спектроскопии, а также оптической спектроскопии в видимой и ультрафиолетовой областях. Особо в статье рассмотрим примеры, иллюстрирующие возможности использования метода КР как наименее известного в практике минералогических исследований.

Существо явления КР состоит в том, что при облучении вещества монохроматическим светом в спектре излучения рассеянного молекулами вещества, кроме спектральной линии источника света обнаруживаются линии, частоты которых смещены на величину, равную частоте колебания молекулы. Это и есть линии КР света. Подобно ИК-спектроскопии метод позволяет по характеристическим частотам установить наличие тех или иных молекулярных группировок в составе ис-

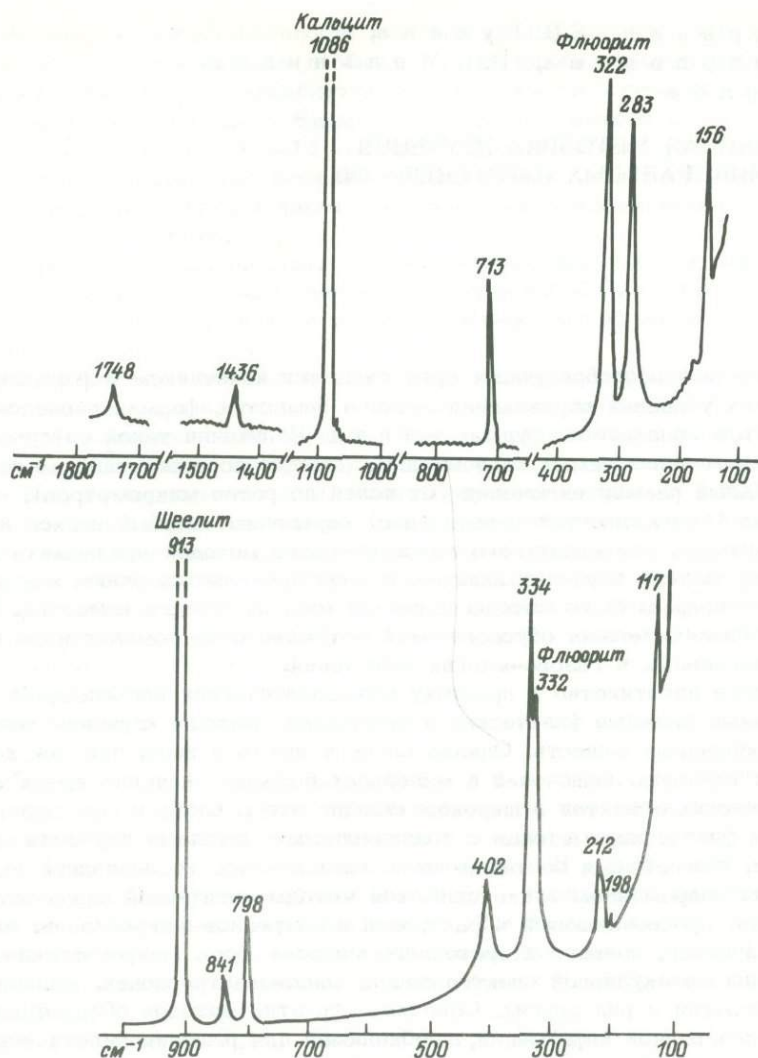


Рис. 1. Спектры КР твердых фаз (кальцит, шеелит) из включений во флюорите месторождения Тырнауз (обр. ПЛ-3-1).

следуемого вещества. Метод привлек внимание исследователей включений своей локальностью, а также возможностью проведения анализа индивидуальных фаз (газовой, жидкой или твердой) в конкретной вакуоли без ее предварительного вскрытия (в прозрачных минералах).

Приводимые ниже примеры изучения включений в основном относятся к минералам из двух различных генетических типов месторождений: скарнового молибден-вольфрамового месторождения Тырнауз (Северный Кавказ) и кимберлитов Якутии.

К первому типу относятся образцы флюорита Тырнаузского месторождения. Флюорит, встречающийся в виде крупных (1-4 см) прозрачных кристаллов октаэдрического габитуса, приурочен к поздней высокотемпературной шеелит-сульфидно-флюоритовой формации. Он содержит многочисленные включения размером до 500 мкм. Характер расположения включений в кристаллах флюорита и часто встречающаяся равновесная форма вакуолей в виде отрицательных кристаллов дают воз-

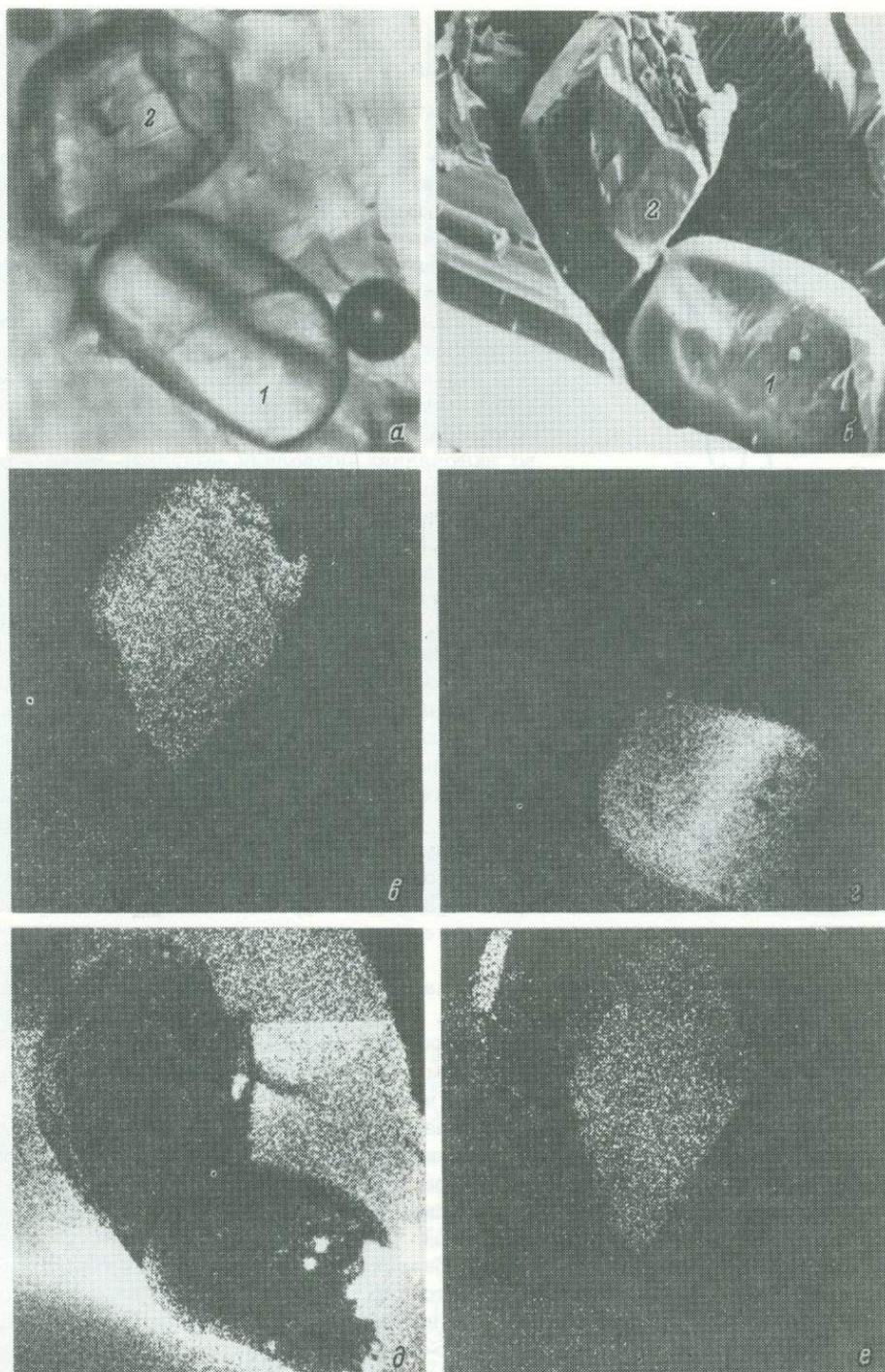


Рис. 2. Включения хлоридов натрия (1) и калия, железа (2) во флюорите из месторождения Тырнауз (обр. Пл-3-1) в проходящем свете (а), во вторичных электронах (б), в рентгеновских лучах $K\alpha$ (в), $Na\alpha$ (г), $Ca\alpha$ (д), $Fe\alpha$ (е). Увел. 140.

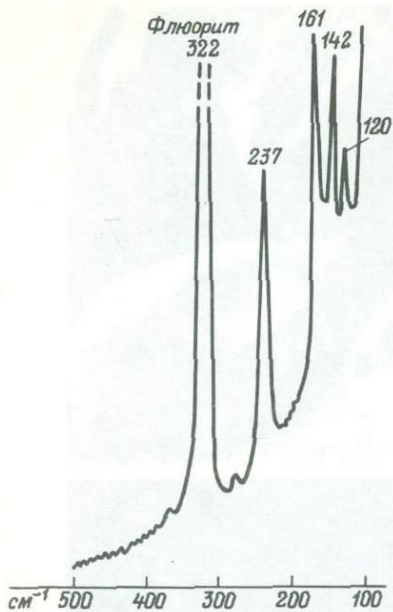


Рис. 3. Спектр КР твердой фазы 2 - хлорида калия и железа - из включений во флюорите (обр. Пл-3-1).

можно считать эти включения первичными. На верхних горизонтах месторождения преобладают двухфазные газовой-жидкие включения, реже встречаются включения с одной-двумя твердыми фазами хлоридов натрия и калия. В образцах с нижних горизонтов содержатся многофазные включения, в которых кроме газовой и жидкой наблюдается до двадцати твердых фаз.

На первом этапе для исследования были выбраны образцы с нижних горизонтов месторождения. Полученные спектры КР твердых фаз во включениях позволили выделить среди них девять различных типов. Следует отметить, что присутствующие во всех включениях кристаллики галита и сильвина спектров КР не дают, поскольку для кристаллической структуры типа NaCl , где все атомы расположены в центрах инверсии, существуют правила запрета, в соответствии с которыми комбинационное рассеяние света не возникает [6]. Из оставшихся восьми типов по спектрам КР удалось однозначно идентифицировать кальцит и шеелит, спектры которых представлены на рис. 1. Кальцит обнаружен в большинстве исследованных включений, тогда как шеелит зафиксирован лишь дважды. В обоих случаях он находился в тесном сростании с кальцитом. Судя по спектру КР, эта фаза имеет состав молибдошеелита (30 мол.% повеллитовой составляющей). Об этом свидетельствует положение линии $\text{Bg} (\nu_3)$ (841 см^{-1}), частота которой линейно зависит от состава в ряду шеелит-повеллит [8]. Остальные спектры не были идентифицированы из-за отсутствия достаточно полного банка эталонных спектров КР. По этой причине для расшифровки спектров КР дополнительно привлечены другие методы, сопряженные с необходимостью вскрытия включений.

На рис. 2, а приведена фотография части невскрытой вакуоли, где хорошо видны две крупные твердые фазы. На рис. 2, б-е представлены результаты исследования на электронно-зондовом приборе этого же включения после его вскрытия. Фаза 1 спектра КР не дает. Методом рентгеновского микроанализа в ее составе установлены только натрий и хлор, что позволяет уверенно определить ее как галит. Фаза 2 имеет спектр КР, показанный на рис. 3. Фаза 2 в данном включении и аналогичные ей фазы в большинстве других включений имеют ясно выраженную ромбическую форму кристаллов, прозрачны, бесцветны, с ярко выраженной анизотропией. Установлено, что основными химическими элементами, входящими в ее состав являются K , Fe и Cl (рис. 2, в, е). По оптическим свойствам эта фаза не сходна с известными безводными и водными минералами аналогичного состава. Межплоскостные расстояния, рассчитанные по дэбаграммам, полученным для двух аналогичных фаз, наиболее близки к межплоскостным расстояниям сильвина (см. таблицу). Это, по-видимому, объясняется неустойчивостью исследуемого анизотропного минерала на воздухе и образованием новой фазы - сильвина.

На рис. 4 показано другое сложное вскрытое включение во флюорите. В вакуоли присутствует кристалл KCl с гранями куба, октаэдра и ромбододекаэдра, кристалл NaCl неправильной овальной формы и предположительно хлорокальцит KCaCl_3 в виде сростка неправильной формы. Изображения, полученные во вто-

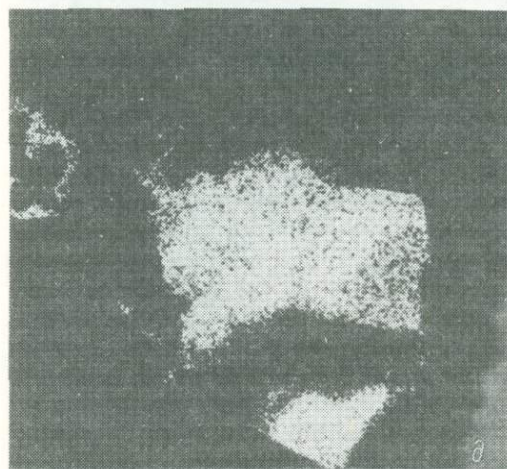
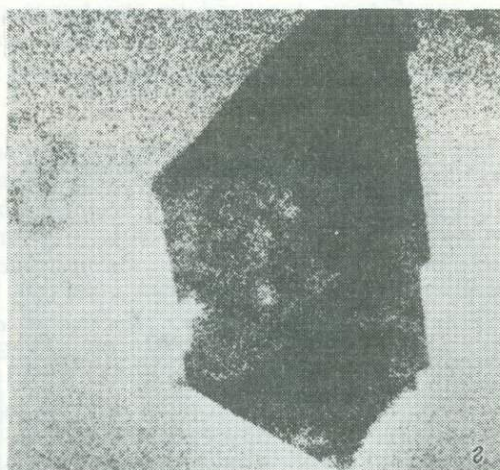
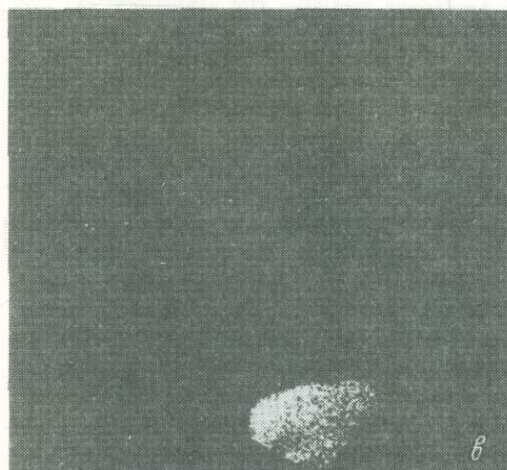
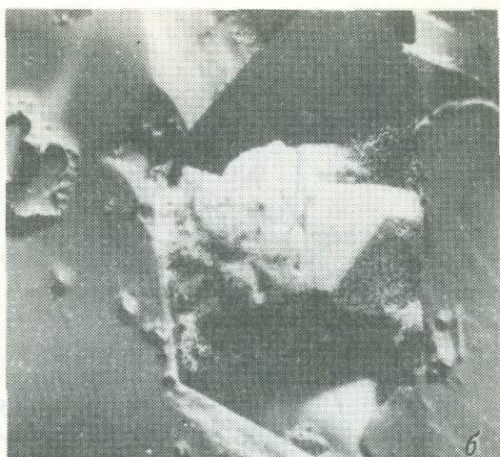
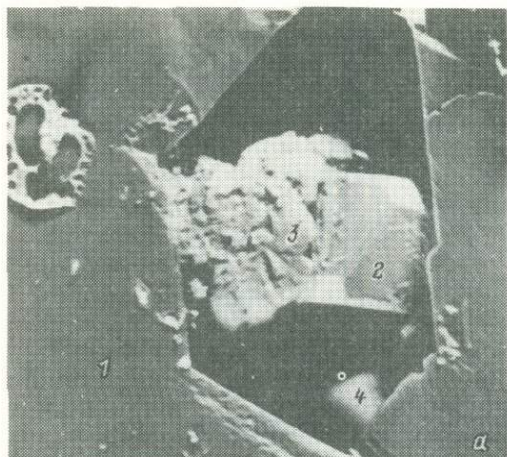


Рис. 4. Вскрытое включение во флюорите из месторождения Тырнауз (обр. У). Увел. 300.

а - во вторичных электронах (а); б - во вторичных электронах, совмещенное с изображением в рентгеновских лучах $K K_{\alpha}$; в-д - в рентгеновских лучах $N\alpha K_{\alpha}$ (в), $Sr K_{\alpha}$ (г), $Cl K_{\alpha}$ (д).

1 - флюорит, минерал-хозяин; 2 - сильвин; 3 - хлоркальцит; 4 - галит; 5 - раскристаллизованная капля раствора.

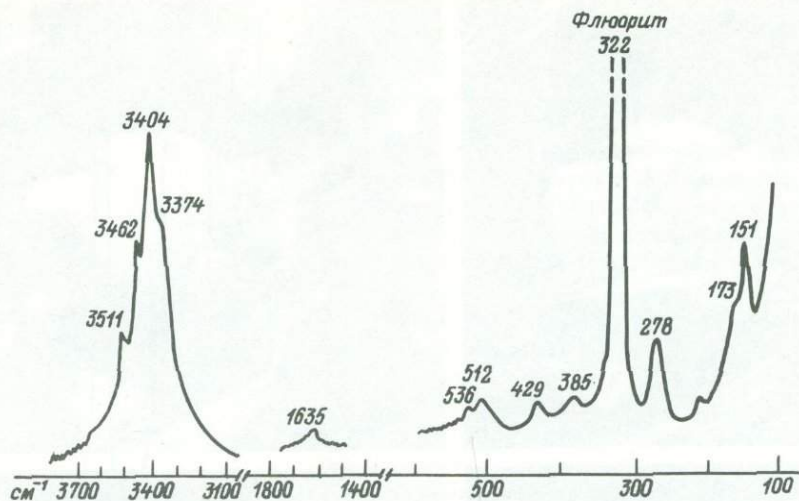


Рис. 5. Спектр КР кристаллогидрата $KCl \cdot 2H_2O$.

ричных электронах дают представление о морфологии исследуемых фаз. Как правило, сильвин образует кристаллы кубоктаэдрической формы, а галит обычно встречается в виде овальных и даже шаровидных форм. На рис. 4 видна раскристаллизованная капля выплеснувшегося из вакуоли раствора, указывающая на высокую концентрацию в растворе KCl . Водный раствор, содержащийся во включении, по-видимому, сильно пересыщен относительно этой соли. Свидетельством пересыщения является образование при охлаждении образца новой твердой фазы, сохраняющейся затем при комнатной температуре. Эта фаза представляет собой кристаллогидрат.

На спектре КР (рис. 5) в области внутренних колебаний молекул H_2O ($3100-3700\text{ см}^{-1}$) присутствуют четыре линии. Они недостаточно хорошо разрешаются, поскольку съемка спектра проводилась при комнатной температуре (для лучшего разрешения линий спектра КР требуется охлаждение до температур жидкого азота). Тем не менее наличие четырех линий в области растяжения связи $O-H$ свидетельствует о наличии в кристаллогидрате по крайней мере двух молекул

Результаты рентгенометрического исследования хлорида калия и железа из включения во флюорите

Обр. XII-2/1 Данные авторов		Сильвин [7]	
I	$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$
9	3,11	8	3,158
10	2,206	9	2,225
4	1,801	7	1,816
4	1,558	6	1,574
6	1,384	10	1,403
5	1,271	9	1,282
-	-	7	1,109
3	1,037	10	1,045
3	0,9871	-	-

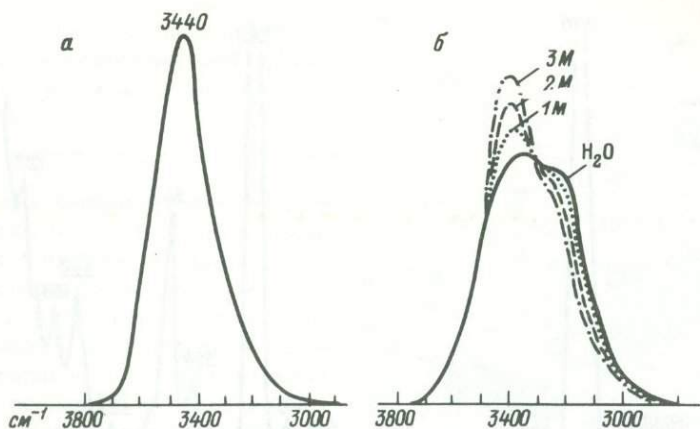


Рис. 6. Спектры КР водного раствора из включения во флюорите месторождения Тырнауз, обр. Пл-3-1 (а) и чистой воды и растворов с различной концентрацией NaCl [5] (б).

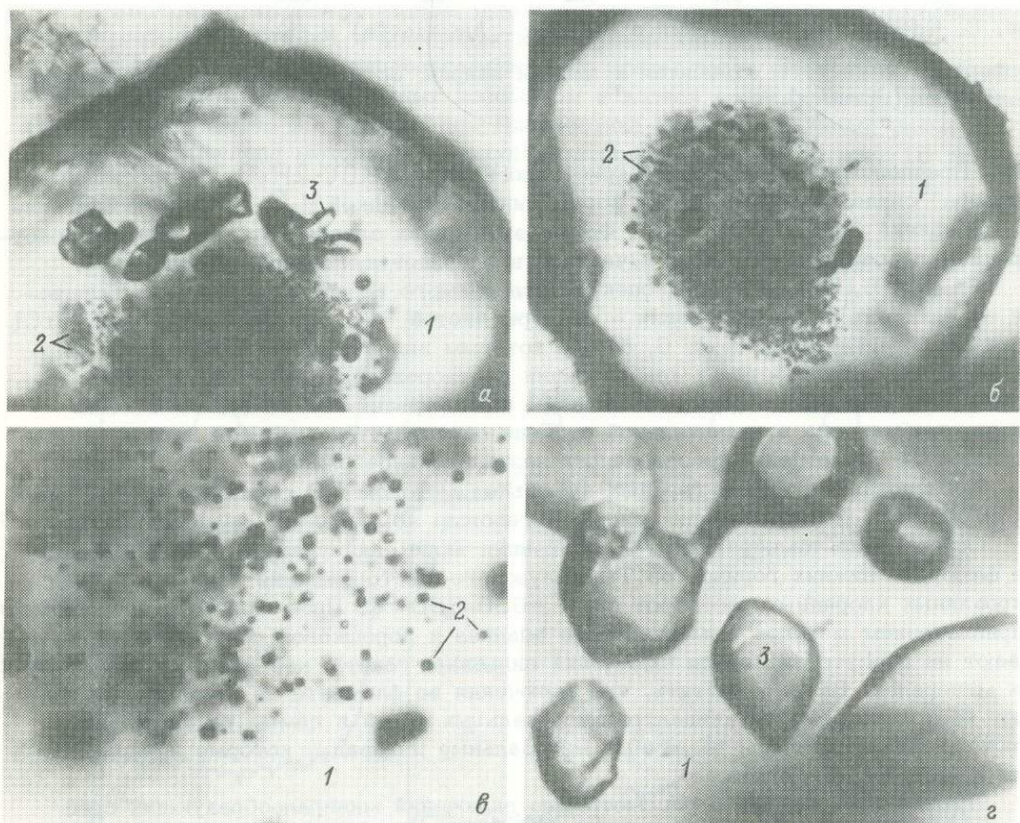


Рис. 7. Гранат спессартин-гроссуляр-алмандинового ряда с включениями мельчайших кубооктаэдрических кристаллов алмаза и кварца из будины лейкократовых гранитов на контакте с гнейсами докембрийского возраста. Фото в проходящем свете.

1 - гранат; 2 - алмаз; 3 - кварц: а, б - увел. 100; в, г - увел. 300.

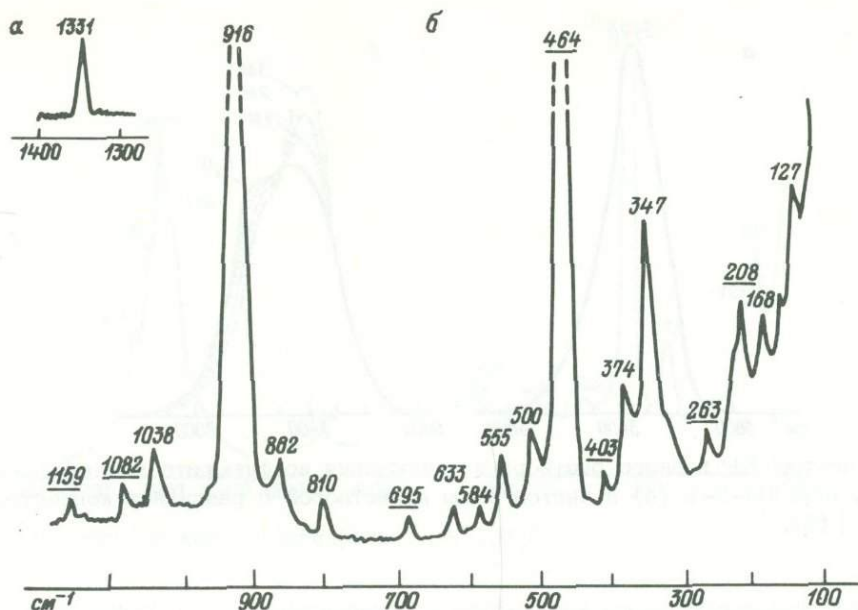


Рис. 8. Спектры КР включений в гранате – алмаза (а) и кварца (б).

Подчеркнутые частоты относятся к линиям кварца, остальные – к линиям минерала-хозяина (граната).

воды. Предположительный состав кристаллогидрата – $KCl \cdot 2H_2O$. О пересыщении раствора свидетельствует также форма линии КР жидкой H_2O в области внутренних колебаний $3100-3600 \text{ см}^{-1}$. Форма этой линии зависит от концентрации растворенных в воде электролитов, в частности хлоридов щелочных металлов [5].

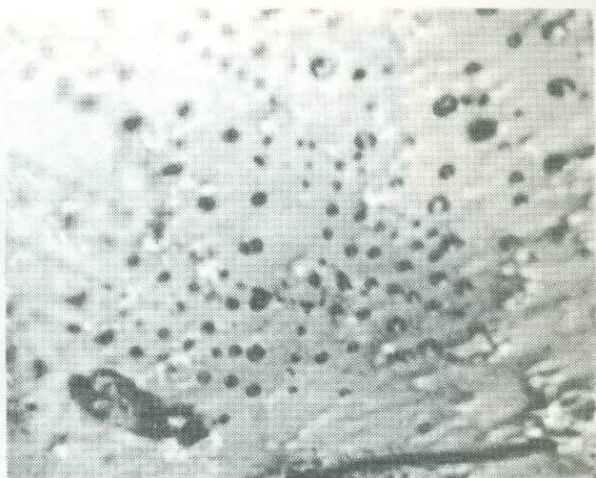
На рис. 6, а представлен спектр исследуемого водного раствора из включений во флюорите и для сравнения – спектры чистой воды и водных растворов $NaCl$ различной концентрации (рис. 6, б), по которым видна тенденция изменения формы линии в зависимости от концентрации растворенной в ней соли. Следует отметить, что влияние на форму линии воды концентраций KCl и $NaCl$ весьма близки, так как оно в значительной степени определяется анионной частью электролита (Cl^-), катионы же оказывают незначительное влияние.

Исследование состава газовых пузырьков методом КР показало, что на нижних горизонтах месторождения основным газовым компонентом является метан.

Определение температуры гомогенизации включений указывает на образование флюорита нижних горизонтов Тырнауэского месторождения из высококонцентрированных хлоридных растворов при $T = 650-750 \text{ }^\circ\text{C}$. Проведенные исследования с привлечением методов иммерсионного анализа и порошковой рентгенометрии указывают на присутствие среди включений силвина, галита, кальцита, а также рудных минералов. Важно отметить, что включения во флюорите из Тырнауэза отражают не только высокие концентрации отдельных солей в самом растворе: во включениях представлены различные минеральные индивиды, которые не проявляются в макровиде в руде.

Прежде чем перейти к рассмотрению включений минералообразующих сред в минералах кимберлитов, приведем интересный пример изучения включений в гранатах из гранитов. На рис. 7 показано зерно граната из гранитизированных при будинаже гранитов, залегающих в глубокометаморфизованных гнейсах докембрийского возраста. Гранат содержит в центральной части зерен многочисленные включения. Полировка зерен с последующим микроанализом привела к диагностике наи-

Рис. 9. Ориентированные включения минералообразующих сред в цирконе из концентрата кимберлитовой трубки Мир. Фото в проходящем свете. Увел. 1000.



более крупных включений как SiO_2 - кварц. Однако мельчайшие включения кубического габитуса на микрозонде диагностировать не удалось, они выкрашивались при изготовлении шлифа. Рамановская спектроскопия включений подтвердила диагностику кварца (рис. 8) и позволила однозначно определить многочисленные кубические включения как алмаз (характеристическая линия его показана на врезке). Таким образом, в гранате розовой окраски спессартин-гроссуляр-альмандинового ряда с небольшим содержанием пиропового минала (13.8 мол.%) диагностированы включения алмаза и кварца.

Теперь рассмотрим несколько примеров комплексного изучения включений минералообразующих сред в минералах из якутских кимберлитов.

На рис. 9 показаны располагающиеся по зонам роста включения минералообразующих сред, представленных доломитом и водной составляющей, в цирконе ювелирного качества из трубки Мир. Диагностика мелких включений размером 1-10 мкм проведена методами молекулярной спектроскопии. На рис. 10 приведе-

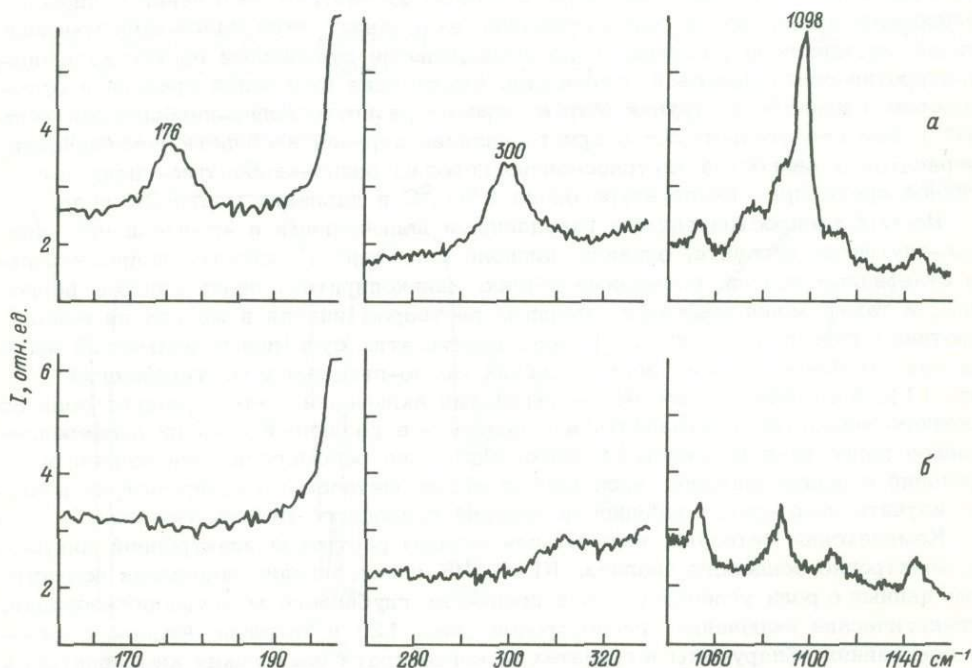


Рис. 10. Характеристические линии КР спектра включений доломита в цирконе из концентрата кимберлитовой трубки Мир.

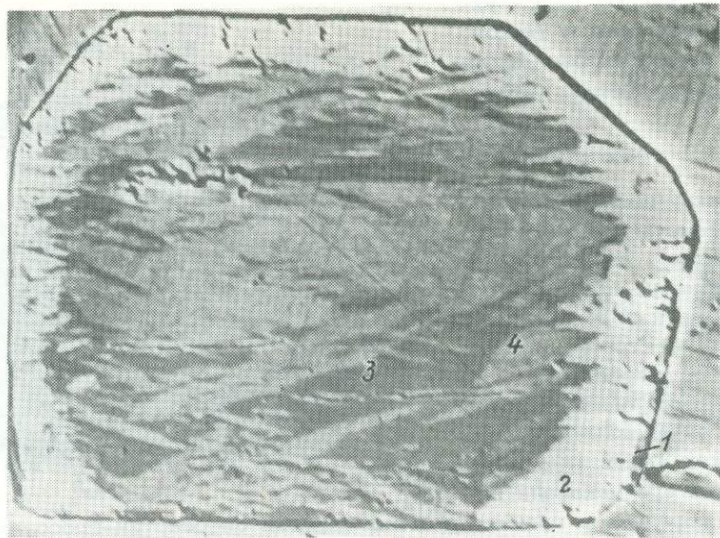


Рис. 11. Полиминеральное сульфидное включение в цирконе. Увел. 350.

Внешняя тонкая кайма представлена халькопиритом (1), следующая – обогащенным кобальтом пентландитом (2), ядро – тонким сростанием пирротина с различным содержанием никеля (низким – 3, высоким – 4).

ны участки спектра КР с характеристическими линиями доломита. Присутствие воды по спектрам КР не выявлено, однако оно однозначно устанавливается по ИК-спектрам, снятым с пластинки циркона [2]. Метод ИК более чувствителен к наличию воды, чем метод КР. Кроме водно-карбонатных включений в цирконе диагностированы прото- и сингенетические включения титансодержащих хромшпинелидов, хромдиоксида, оливина и полиминеральные сульфидные нодулы халькопирит-пирротин-пентландитовой ассоциации. Отсутствие включений граната и ортопироксена в цирконе из трубки Мир и широкое развитие водно-карбонатных включений в нем свидетельствуют о кристаллизации циркона в области устойчивости базгранатовых разностей ультраосновных пород из водно-карбонатно-силикатно-оксидной среды при температуре около 950 °С и давлении менее 20 кбар.

Весьма распространенными расплавленными включениями в алмазе и его минералах-спутниках (гранате, оливине, цирконе, ильмените) являются полиминеральные сульфидные нодулы, сложенные обычно халькопиритом, пентландитом, пирротином, а также моносульфидным твердым раствором никеля и железа на основе пирротина и реже пентландита [3]. Зональность этих сульфидных включений является как бы микромоделью магматических медно-никелевых месторождений (рис. 11). Халькопирит тяготеет к периферии включений, затем следует зона обогащенного кобальтом пентландита и в центре – в различной степени дифференцированное пирротин-пентландитовое ядро. Опыты по регомогенизации подобных включений с использованием экспериментальных методов термобарометрии позволяют изучить некоторые особенности условий природного рудообразования.

Комплексная методика, включающая методы растровой электронной микроскопии, электронно-зондового анализа, КР- и ИК-спектроскопии позволила получить новые данные о роли углеводородов в процессах глубинного минералообразования. Сингенетические включения углеводородов (рис. 12) в твердом, жидком и газовом состояниях обнаружены в гранатах из концентрата нескольких кимберлитовых трубок Якутии [1]. Гранат-хозяин с высоким содержанием пирровой компоненты (78–80 мол.%) резко отличается от этого минерала из всех известных глубинных

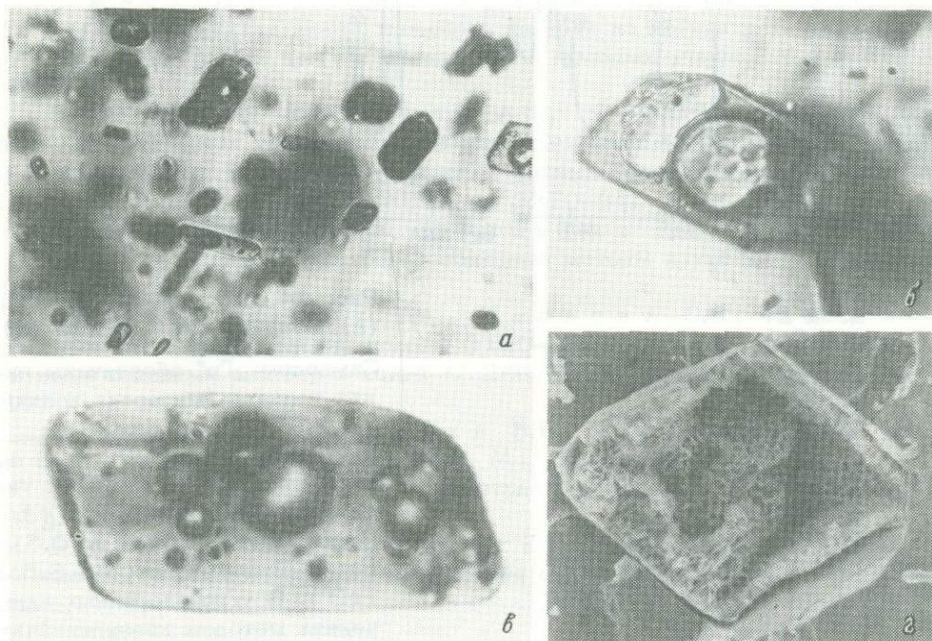


Рис. 12. Сингенетические включения углеводородов сложного состава в форме отрицательных кристаллов в гранате из трубки Мир.

а - общий вид, увел. 300; б, в, г - индивидуальные включения, увел. 1000, 1000 и 500 соответственно.

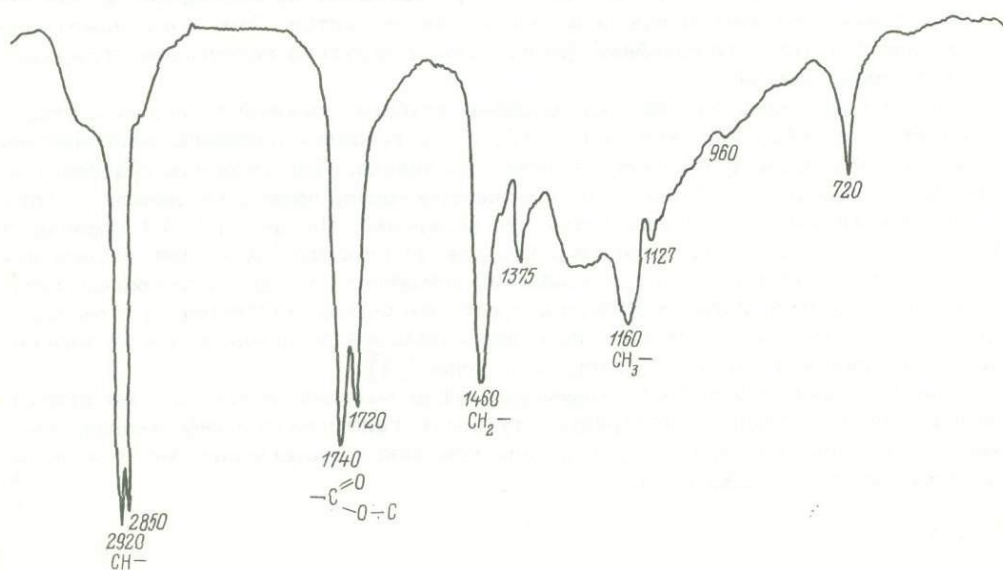


Рис. 13. ИК-спектр экстрагированного вещества углеводородных включений.

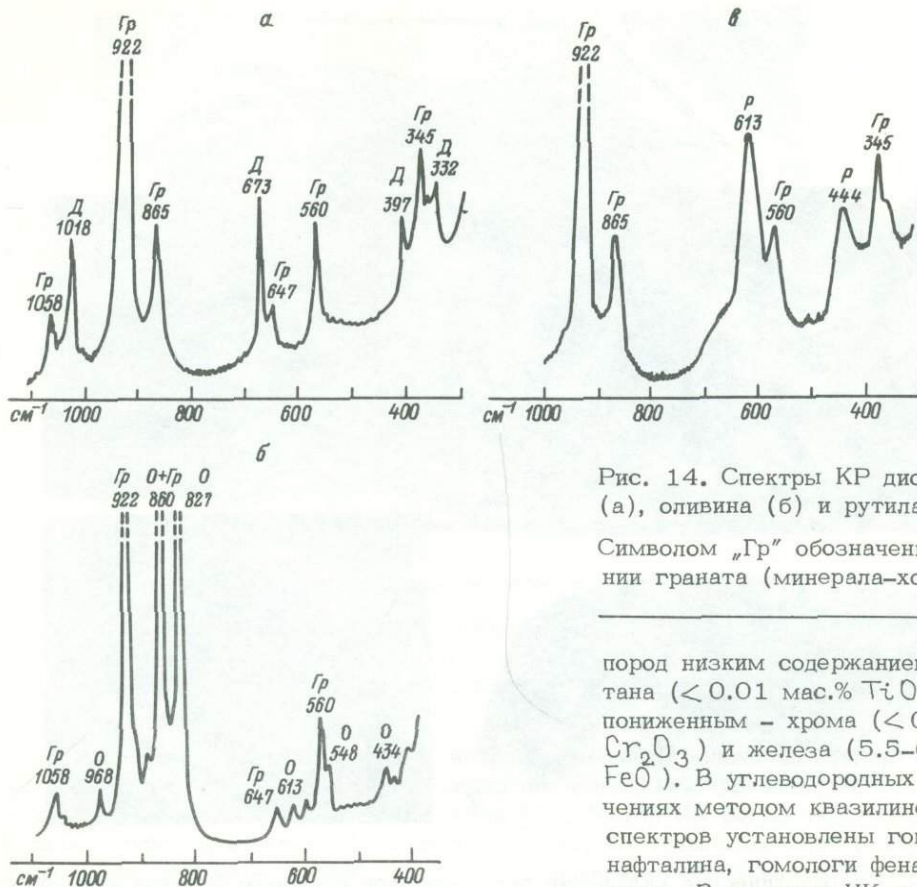


Рис. 14. Спектры КР диопсида (а), оливина (б) и рутила (в).

Символом „Гр“ обозначены линии граната (минерала-хозяина).

пород низким содержанием титана (< 0.01 мас.% TiO_2), пониженным - хрома (< 0.5 мас.% Cr_2O_3) и железа (5.5–6.5 мас.% FeO). В углеводородных включениях методом квазилинейчатых спектров установлены гомологи нафталина, гомологи фенантрена, пирен. В спектрах ИК-поглощения

для экстрагированного вещества флюидных включений обнаружены группы CH_2 , CH_3 , цепочки $(CH_2)_n$, полосы сложноэфирной группировки (рис. 13).

Исследования изотопного состава углерода включений ($\delta C = 0.29-0.34\%$), выполненные в лаборатории ГЕОХИ АН СССР, указывают на совпадение их состава с изотопным составом углерода из алмаза пироксенитов. Этот факт может свидетельствовать о том, что подобные флюиды могут являться источником углерода при образовании алмаза.

Наряду с углеводородными включениями, которые „вскипают“ при вскрытии и образуется своеобразная губка (рис. 12, г), в гранатах выявлены многочисленные включения рутила, ильменита, диопсида и оливина. При этом для диагностики последних важная роль принадлежала КР-спектроскопии, поскольку диопсид и оливин практически нацело выкрашиваются при полировке. На рис. 13, 14 приведены КР-спектры этих минералов. Отметим, что для диагностики включений весьма эффективен и более доступен, чем рамановский микросонд, метод микрогониометрии кристаллов. Последний осуществляется посредством съемки стереопар кристаллов на растровом электронном микроскопе с последующими несложными геометрическими построениями и расчетом двугранных углов [4].

Таким образом, приведенные примеры, число которых можно было бы существенно расширить, наглядно иллюстрируют ту новую генетическую информацию, которая может быть получена при реализации комплекса современных методов изучения минералообразующих сред.

Л и т е р а т у р а

1. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П., Мацюк С.С. Первичные углеводородные включения в гранатах из концентрата кимберлитовых трубок Мир и Спутник // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 468-473.
2. Васильева Е.Р., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Малькова Е.Б. Новые данные о цирконе из концентрата кимберлитовой трубки Мир // Тр. XIII конфер. аспирантов и молодых ученых. М., 1986. Деп. в ВИНТИ.
3. Гаранин В.К., Крот А.Н., Кудрявцева Г.П. Первично-магматическая сульфидная минерализация в кимберлитах. Ч. 1 // Материалы X конференции аспирантов и молодых ученых Геологического факультета МГУ. М., 1984. С. 3-95. Деп. в ВИНТИ, № 3270-84.
4. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Сергеева Н.Е. Электронно-зондовые методы изучения минералов. М., 1987. 190 с.
5. Гоголинская Т.А., Пацаева С.В., Фадеев В.В. О закономерностях изменения полосы $3100-3700\text{ см}^{-1}$ комбинационного рассеяния воды в водных растворах солей // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 5. С. 1099-1102.
6. Жижин Г.Н., Маврин Б.Н., Жабонов В.Ф. Оптические колебательные спектры кристаллов. М., 1984. 232 с.
7. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957. 868 с.
8. Орлов Р.Ю., Успенская М.Е., Гусева Е.В. Применение метода комбинационного рассеяния света в минералогии. М., 1985. 112 с.

	Стр.
Предисловие	3
Юшкин Н. П. Минералогическое картирование и прогнозно-поисково-оценочная практика	4
Эшкин В. Ю. Теория и практика минералогического картирования	18
Матвеев В. В. Минералогическое картирование и некоторые вопросы поисковой минералогии (состояние, проблемы, трудности)	37
Рогова В. П. Методика минералогических поисков и прогнозирования месторождений на основе соотношения метасоматической зональности локальных и региональных эндогенно-эпигенетических изменений и оруденения	49
Комиссаров В. А., Щетников Н. Н., Трифионов Б. А., Аникин С. И. Методика минералогического картирования и минерального баланса золоторудных месторождений	57
Тарбаев М. Б. Морфологические особенности склонового золота - критерии поисков коренных источников	61
Мариин Ю. Б., Скублов Г. Т., Гульбин Ю. Л. Минералого-геохимические критерии локального прогнозирования редкометалльных месторождений	67
Калиновский А. В. Типоморфизм микроклина как элемент прогнозирования формаций редкометалльных кварцитов	95
Иванов О. П. Топоминералогический анализ как эффективный способ локального прогноза оловянного оруденения	105
Литовко Д. Н. Индикаторы и критерии рудоносности - отражение минералогической аномальности	120
Митряева Н. М., Ли В. Г., Беспяев Х. А., Паталаха Г. Б., Козловская З. А., Ковриго О. А., Лухтанова М. Г., Ганженко Г. Д. Минеральные ассоциации полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Казахстана и возможности их использования при поисково-оценочных работах	127
Файзиев А. Р. Типоморфные особенности флюорита - индикаторы уровня эрозионного среза и масштабности оруденения	136
Кузнецов С. К., Лютое В. П., Игнатов М. И. Опыт крупномасштабного минералогического картирования жильного кварца как плавочного сырья	144
Гаранин В. К., Гусева Е. В., Кудрявцева Г. П., Мельников В. П., Орлов Р. Ю. Комплексная методика изучения микроминеральных парагенезисов	149

Научное издание

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ
И ИНДИКАТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Утверждено к печати

Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства Т.Н. Токарева

Художник Г.В. Смирнов

Технический редактор М.Л. Гофман

Корректоры Л.М. Комм, Н.В. Ромаенкова и Г.И. Суворова

ИБ № 44203

Подписано к печати 20.12.89. М-37885. Формат 70x100 1/16.

Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 14.95 + 1 печ.

л. вклейка. Усл. кр.-от. 15.92. Уч.-изд. л. 16.72. Тираж 750.

Тип. зак. № 1979. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука“.

Ленинградское отделение.

199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства

„Наука“.

199034, Ленинград, В-34, 9 лин., 12.

УДК 549:550.8:528.94

Ю ш к и н Н.П. Минералогическое картирование и прогнозно-поисково-оценочная практика // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 4-17.

Минералогическое картирование стало в последнее время одним из важнейших методов полевой минералогии. Значительные успехи достигнуты в выборе элементов картирования, который определяется принципами максимальной информативности, геолого-минералогической целесообразности, экономической эффективности и технической выполнимости. На основе минералогического картирования наиболее продуктивно осуществляются прогнозирование, поиски и оценка месторождений полезных ископаемых. В основе методологии минералогических поисков лежит теория пространственно-временной эволюции минералообразующих систем, стадийности минералообразующих процессов и зонального распределения минералов в геологическом пространстве, а также представления о минералогических полях и аномалиях и о минералогических индикаторах рудоносности.

Библиогр. 33 назв. Ил. 6.

УДК 549:550.8

Э ш к и н В.Ю. Теория и практика минералогического картирования // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 18-36.

Выделено в качестве типов картирования минерало-технологическое, поисково-минералогическое и специализированное общеминералогическое, а в качестве видов - точечное, линейное, площадное и объемное. Обсуждены масштабы и формы картирования минералогической информации. В качестве элементов минералогического картирования используются типоморфные минералы и их парагенезисы, особенности состава, структуры и свойств минералов, т.е. минералогические поисковые и оценочные признаки, которые могут устанавливаться эмпирически на основе изучения эталонных проб и опорных естественных и искусственных обнажений, а также путем прогнозно-теоретических построений с привлечением метода аналогий.

Библиогр. 29 назв. Ил. 6.

УДК 549

М а т и а с В.В. Минералогическое картирование и некоторые вопросы поисковой минералогии (состояние, проблемы, трудности) // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 37-48.

Обсуждаются основные этапы и стадии минералогического картирования, анализируется современное состояние и намечаются пути развития.

Ил. 2.

УДК 549:553.22

Р о г о в а В.П. Методика минералогических поисков и прогнозирования месторождений на основе соотношения метасоматической зональности локальных и региональных эндогенно-эпигенетических изменений и оруденения // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 49-56.

Разработан методический подход к минералогическим поискам и прогнозированию на примере аргиллизитовой формации и эпитермального оруденения с использованием соотношений метасоматической зональности региональных и локальных изменений. Разработаны объемные минеральные модели аргиллизитовых рудоносных структурно-металлогенетических зон, рудных полей, месторождений, приведена последовательность исследований при разномасштабном (1:200 000, 1:50 000, 1:10 000, 1:1000) минералогическом картировании с применением оптико-петрографического и рентгеновского фазового анализов с определением количественных соотношений слоистых минералов единых литогеохимических проб.

Библиогр. 7 назв.

УДК 549:550.8:528.93

К о м и с с а р о в В.А., Ш е т н и к о в Н.Н., Т р и ф о н о в Б.А., А н и к и н С.И. Методика минералогического картирования и минерального баланса некоторых золоторудных месторождений Киргизии // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 57-60.

Рассматривается методика минерального баланса и минералогического картирования золоторудных месторождений, особенностью которых является тонкодисперсное распределение золота в основном минерале концентрате – пирите. Приводятся формулы, графики и таблицы, необходимые при проведении вышеназванных работ.

Ил. 1. Табл. 1.

УДК 553.411

Т а р б а е в М.Б. Морфологические особенности склонового золота – критерий поисков коренных источников // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 61–66.

На примере двух рудопроявлений Урала выявлено, что при увеличении крутизны склона происходит четкая дифференциация золота по крупности вдоль склона. Более крупные частицы концентрируются у подножия склона. При пологом расположении делювия такой дифференциации не наблюдается.

Библиогр. 5 назв. Ил. 3.

УДК 549:553.22

М а р и н Ю.Б., С к у б л о в Г.Т., Г у л ь б и н Ю.Л. Минералого–геохимические критерии локального прогнозирования редкометалльных месторождений // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 67–94.

На примере редкометалльных месторождений Аксай (Центральный Казахстан), Богуты (Южный Казахстан) и Правоурмийское (Приамурье), являющихся типичными представителями месторождений грейзеновой, грейзеново–серицит–березитовой и грейзеново–турмалиновой метасоматических формаций, изучены закономерности их размещения, состава и зональности, положенные в основу комплекса метасоматических, минералогических и геохимических критериев поиска и оценки скрытого оруденения. На основе полученных выводов дана перспективная оценка месторождений.

Библиогр. 36 назв. Ил. 14. Табл. 9.

УДК 553.22; 549.02; 553.493.54; 553.261

К а л и н о в с к и й А.В. Типоморфизм микроклина как элемент прогнозирования формации редкометалльных кварцитов // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 95–104.

На примере объектов севера Урала обосновывается новый конституционный индикатор формации редкометалльных (ниобиеносных) полевошпатовых метасоматитов, основанный на определении в микроклине диагностируемых метасоматитов содержания $Wc/Pb - Rb$ для полярноуральских кварцитов составляет 2–82, а для всех изученных автором на севере Урала гранитоидов – 550–3700 и более. На основании комплекса данных выдвигается гипотеза об устойчивости состава комплексных соединений, в которых переносятся редкие литофильные металлы. Обсуждаются вопросы типоморфизма микроклина кварцитов.

Библиогр. 23 назв. Ил. 4. Табл. 1.

УДК 553.45:550.812

И в а н о в О.П. Топоминералогический анализ как эффективный способ локального прогноза оловянного оруденения // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 105–119.

Под топоминералогическим анализом (ТА) понимается комплекс специальных минералогических методов. Если ТА выполняется с целью локального прогнозирования, то он включает: 1) построение сводного возрастного парагенетического ряда (СВПР) для данного рудного района или узла и 2) проведение комплексного прогнозно–минералогического картирования (КПМК). Первое необходимо для установления тех магматогенных образований района или узла, которые наиболее близко сопряжены с продуктивным парагенезисом во времени; второе – для выявления закономерностей локализации продуктивного парагенезиса в пространстве. КПМК сочетает в себе картирование рудного района (узла), месторождения, а также отдельно взятых рудных тел на уровне минеральных парагенезисов и на уровне главных минеральных генераций. СВПР построены для большинства оловянных районов и узлов Верхояно–Чукотского региона. На материале этих СВПР показаны

некоторые общие закономерности развития оловорудных районов во времени. Особенности применения ТА для локального прогноза оловянного оруденения рассмотрены на примере Певекского узла, где в результате его проведения удалось обнаружить значительные резервы рудного сырья.
Библиогр. 30 назв, Ил. 6, Табл. 2.

УДК 549+550.84.049+553.062

Л и т о ш к о Д.Н. Индикаторы и критерии рудоносности – отражение минералогической аномальности // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 120–126.

На основании анализа известных для различных типов месторождений индикаторов и критериев рудоносности сделан вывод о том, что все многообразие поисковых и оценочных признаков, индикаторов и критериев рудоносности может быть теоретически предсказано для любых минералого-геохимических систем, т.е. для месторождений любой формационной принадлежности и любого минерального типа. Предложена методика расчета „минералогической аномальности“, отражающей масштабность процессов рудообразования.
Библиогр. 20 назв.

УДК 553.3/9+553.44 (574)

М и т р я е в а Н.М., Л и В.Г., Б е с п а е в Х.А., П а т а л а х ' а Г.Б., К о з л о в с к а я З.А., К о в р и г о О.А., Л у х т а н о в а М.Г., Г а н ж е н к о Г.Д. Минеральные ассоциации полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Казахстана и возможности их использования при поисково-оценочных работах // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 127–135.

Рассмотрены ведущие парагенетические минеральные ассоциации колчеданно-медно-цинковых, колчеданно-полиметаллических месторождений мугоджарского, центрально-казахстанского и рудно-алтайского типов, а также свинцово-цинковых объектов атасуйского, акжальского, каратауского и текелийского типов. Показано, что присутствие на конкретных объектах характерных парагенетических минеральных ассоциаций, текстурно-структурные характеристики руд могут использоваться для суждения о природе оруденения и его масштабах. Минералогическое картирование с учетом распределения ведущих парагенетических ассоциаций минералов с учетом текстурно-структурных особенностей руд позволяет выявить зональность в строении рудных тел и способствовать рациональному направлению поисково-разведочных работ.
Табл. 2.

УДК 549

К у з н е ц о в С.К., Л ю т о е в В.П., И г н а т о в М.И. Опыт крупномасштабного минералогического картирования жильного кварца как плавочного сырья // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 136–143.

Проведено крупномасштабное минералогическое картирование жильного кварца одного из полей Полярного Урала. Изучались различные конституционные особенности и свойства жильного кварца, от которых зависит его качество как технического сырья. В качестве основных картировочных признаков использовались светопропускание в области 490 ± 10 нм и содержание алюминиевых парамагнитных центров $[AlO_4e^+]^0$.
Библиогр. 5. Ил. 3.

УДК 549.554.2 (575.3)

Ф а й з и е в А.Р. Типоморфные особенности флюорита – индикаторы уровня эрозионного среза и масштабы оруденения // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 144–148.

Выявлен комплекс типоморфных особенностей флюорита, позволяющих по минералого-геохимическим данным (минералогической зональности, изменения состава и концентрации элементов-примесей, закономерного изменения температур и других физико-химических параметров минералообразующих растворов, кристалломорфологии, зональности размещения продуктов околожильного изменения, геохимических ореолов и ореолов пропаривания, петрофизических параметров, вмещающих флюоритовые жилы пород, термовысвечивания) проводить геолого-генетическую типизацию месторождений, опре-

делить уровень их эрозионного среза, провести оценку проявлений на глубину и тем самым производить их разбраковку и направлять поисково-разведочные работы.
Библиогр. 8 назв. Ил. 4.

УДК 548.4:533.12

Гаранин В.К., Гусева Е.В., Кудрявцева Г.П., Мельников Ф.П., Орлов Р.Ю. Комплексная методика изучения микроминеральных парагенезисов // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 149-161.

Включения минералообразующих сред являются источником информации о физико-химических условиях образования рудного вещества и зональности рудных тел. Разработана комплексная методика изучения включений, основанная на применении методов электронной микроскопии, спектроскопии, микрозондового анализа. Показано ее применение к изучению включений в минералах скарнового молибден-вольфрамового месторождения Тырнауз и кимберлитов Якутии.
Библиогр. 8 назв. Ил. 14. Табл. 1.

Книги издательства „Наука“ можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы „Академкнига“, в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин „Книга - почтой“ Центральной конторы „Академкнига“;
- 197345 Ленинград, Петроаводская ул., 7, магазин „Книга - почтой“ Северо-Западной конторы „Академкнига“
или в ближайший магазин „Академкнига“, имеющий отдел „Книга - почтой“:
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга - почтой“);
370001 Баку, Коммунистическая ул., 51 („Книга - почтой“);
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
690088 Владивосток, Океанский пр., 140 („Книга - почтой“);
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга - почтой“);
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга - почтой“);
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга - почтой“);
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 („Книга - почтой“);
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга - почтой“);
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга - почтой“);
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга - почтой“);
191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
199034 Ленинград, Таможенный пер., 2;
194064 Ленинград, Тихорецкий пр., 4;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга - почтой“);
103009 Москва, ул. Горького, 19а;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Морской пр., 22 („Книга - почтой“);
142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 Пушкино Московской обл., МР „В“, 1 („Книга - почтой“);
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга - почтой“);
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга - почтой“);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга - почтой“);
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга - почтой“);
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга - почтой“).

3 р. 30 к.

5205



· НАУКА ·
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ